

Opdrachtgever:

RIKZ - Middelburg

Stroomvoerend vermogen, getijdominantie en resttransporten

Een verkennend onderzoek
toegespitst op de Westerschelde

A569

Mei 2000

Opdrachtgever **Rijksinstituut voor Kust en Zee - Middelburg**

Titel **Stroomvoerend vermogen, getijdominantie en resttransporten:
een verkennend onderzoek toegespitst op de Westerschelde**

Samenvatting:

In dit rapport wordt verslag gedaan van een verkennend onderzoek naar de mogelijke rol van getijdominantie en evenwichtsvermogen van geulen op het ontstaan van residuele transportbanen in het estuarium van de Westerschelde. Het evenwichtsvermogen is daarbij benaderd door het quotiënt te nemen van de unit streampower en het stroomvoerend vermogen (paragraaf 2.2).

Het onderzoek bestaat uit twee delen. In het eerste deel (hoofdstukken 2 tot en met 4) wordt aan de hand van een literatuuronderzoek in kaart gebracht welke theoretische concepten en daarvan afgeleide grootheden voor dit onderzoek relevant kunnen zijn. In het tweede deel (hoofdstukken 5 en 6) worden de resultaten gepresenteerd en bediscussieerd van een groot aantal parameters die met behulp van het getijmodel SCALWEST zijn berekend. Er zijn getijberekeningen gemaakt voor de bodemligging uit 1990 en 1996.

Uit de uitgevoerde verkenningen blijkt ondermeer het volgende:

- In het estuarium van de Westerschelde blijkt het lokale evenwicht tussen verhang en bodemwrijving verstoord en gedomineerd te worden door secundaire effecten als op- en afstroming van platen, traagheid, enz. Daardoor is een evenwichtsbenadering met de unit streampower en het stroomvoerend vermogen in dit gebied minder geschikt;
- De andere hier berekende grootheden blijken niet dusdanig te verschillen voor de beide modelbodems, dat daaruit een duidelijk verband kan worden gelegd met de morfologie;
- Getijasymmetrie en residuele transportbanen voortkomend uit een ruimtelijke scheiding van eb- en vloeddominantie, lijken het meest relevant om in een vervolgonderzoek nader te worden bestudeerd.

Referenties **RIKZ Overeenkomst nr. RKZ-805 dd 8 februari 2000**

Rev.	Auteur	Datum	Bijzonderh.	Gecontroleerd door	Goedgekeurd door
0	R.C. Steijn	2/3/2000	fase 1	G. van Banning	R.C. Steijn
1	R.C. Steijn	15/3/2000	fase 1	G. van Banning	R.C. Steijn
2	Steijn, Adema	2/5/2000	concept	G.van Banning	R.C. Steijn
3	R.C. Steijn en J.Adema	24/5/2000		G. van Banning	R.C. Steijn

Document Specificaties	Inhoud	Status
Rapport nummer: A569R1r3 Sleutelwoorden: getij, getijdominantie, geulen, Westerschelde, morfologie, geuldynamica, evenwichtsrelaties Project nummer: A569 Bestand: p:/projects/a569/rapportage/A569r1r3.doc	tekst pagina's: 49 tabellen: 3 figuren: 63 appendices: 0	<input type="checkbox"/> voorlopig <input type="checkbox"/> concept <input checked="" type="checkbox"/> eindrapport



Inhoud

Lijst van tabellen

Lijst van figuren

1 Inleiding	1
1.1 Aanleiding tot het onderzoek	1
1.2 Doel, aanpak en beperkingen van het onderzoek	2
1.3 Het studiegebied	2
1.4 Leeswijzer	3
2 Een aantal begrippen en gegevens.....	4
2.1 Inleiding	4
2.2 Terminologie	4
2.3 Evenwichtsrelaties	11
2.4 Kenmerkende grootheden van het studiegebied	13
3 Op zoek naar de samenhang	21
4 Voorstel voor een nadere uitwerking	25
5 Getijberekeningen.....	28
5.1 Inleiding	28
5.2 Schematisaties en simulaties	28
5.3 Overzicht van uitgevoerde berekeningen en nabewerkingen	29
5.3.1 Parameters evenwichtsvermogen	29
5.3.2 Afgeleide parameters van het getij	33
6 Nadere verkenning	36
6.1 Inleiding	36
6.2 Stroomvoerend vermogen en unit streampower	36
6.3 Interne en externe getijdominantie	37
6.4 Getijasymmetrie	42
7 Conclusies en aanbevelingen	44
7.1 Conclusies uit dit verkennend onderzoek	44
7.2 Aanbevelingen voor vervolgonderzoek	46

Referenties

Tabellen

Figuren

Lijst van tabellen

De met een * aangemerkte tabel is omwille van de leesbaarheid tussen de tekst geplaatst

- 2.1 Overzicht van een aantal kenmerkende parameters van de Westerschelde
- 2.2* Samenvatting zandbalansen Westerschelde '55-'94
- 6.1* Mate van getijdominantie versus doorstroomoppervlak

Lijst van figuren

De met een * aangemerkte figuur is omwille van de leesbaarheid tussen de tekst geplaatst

- 1.1 Overzicht van het studiegebied
- 1.2 Bodem van de Westerschelde
- 2.1 Getijgemiddelde reststroom (boven) en resttransport (onder) in het Marsdiep
- 2.2* Ligging debietraaien Westerschelde
- 2.3 Overzicht baggerlocaties Westerschelde 1981 - 1996
- 2.4 Overzicht stortlocaties Westerschelde 1981 - 1996
- 2.5 Overzicht zandwinlocaties (handel) Westerschelde 1981 - 1996
- 5.1 Bodemligging 1990
- 5.2 Bodemligging 1996
- 5.3a Verschil bodemligging 1990 - 1996
- 5.3b Idem, andere klassen
- 5.4 Detail van het waterstandsveld op tijdstip $t = 360$ min
- 5.5 Detail van het waterstandsveld op tijdstip $t = 360$ min en berekende gradiënt van het veld
- 5.6 De gradiënt van de waterstand
- 5.7 De gradiënt van de snelheidshoogte
- 5.8 Tijdsverloop van de verschillende parameters
- 5.9 De unit streampower (α) op het moment van maximale lokale snelheid
- 5.10 Het stroomvoerend vermogen (W_k) op het moment van maximale lokale snelheid
- 5.11 De unit streampower gedeeld door het stroomvoerend vermogen op het moment van maximale lokale snelheid
- 5.12 Stroomvoerend vermogen uitgaande van globale helling in het waterstandsvlak (geschaald met $h^{-0.5}$)
- 5.13 Unit streampower gedeeld door stroomvoerend vermogen uitgaande van globale helling in het waterstandsvlak (geschaald met $h^{-0.5}$)
- 5.14 Gebruikte bodemruwheid (Manningwaarde) in het model
- 5.15 Lokale maximale dieptegemiddelde stroming, springtij 1990
- 5.16 Lokale maximale dieptegemiddelde stroming, springtij 1996
- 5.17 Lokale maximale dieptegemiddelde stroming, doodtij 1990
- 5.18 Lokale maximale dieptegemiddelde stroming, doodtij 1996
- 5.19 Lokale getijgemiddelde dieptegemiddelde stroming, springtij 1990
- 5.20 Lokale getijgemiddelde dieptegemiddelde stroming, springtij 1996
- 5.21 Lokale getijgemiddelde dieptegemiddelde stroming, doodtij 1990
- 5.22 Lokale getijgemiddelde dieptegemiddelde stroming, doodtij 1996
- 5.23 Lokale getijgemiddelde debiet, springtij 1990

- 5.24 Lokale getijgemiddelde debiet, springtij 1996
- 5.25 Lokale getijgemiddelde debiet, doodtij 1990
- 5.26 Lokale getijgemiddelde debiet, doodtij 1996
- 5.27 Lokale getijgemiddelde dieptegeïntegreerd transport, springtij 1990
- 5.28 Lokale getijgemiddelde dieptegeïntegreerd transport, springtij 1996
- 5.29 Lokale getijgemiddelde dieptegeïntegreerd transport, doodtij 1990
- 5.30 Lokale getijgemiddelde dieptegeïntegreerd transport, doodtij 1996
- 5.31 Verschil fase M4 t.o.v. M2, springtij 1990
- 5.32 Verschil fase M4 t.o.v. M2, springtij 1996
- 5.33 Verschil fase M4 t.o.v. M2, doodtij 1990
- 5.34 Verschil fase M4 t.o.v. M2, doodtij 1996
- 5.35 Verhouding amplitude M4 t.o.v. M2, springtij 1990
- 5.36 Verhouding amplitude M4 t.o.v. M2, springtij 1996
- 5.37 Verhouding amplitude M4 t.o.v. M2, doodtij 1990
- 5.38 Verhouding amplitude M4 t.o.v. M2, doodtij 1996
- 5.39 Rijzingsduur, springtij 1990
- 5.40 Rijzingsduur, springtij 1996
- 5.41 Rijzingsduur, doodtij 1990
- 5.42 Rijzingsduur, doodtij 1996
- 5.43 Lokatie raaien
- 5.44 Debietgegevens door de raaien 1 t/m 5, bodem 1990
- 5.45 Debietgegevens door de raaien 6 t/m 10, bodem 1990
- 5.46 Debietgegevens door de raaien 11 t/m 15, bodem 1990
- 5.47 Debietgegevens door de raaien 1 t/m 5, bodem 1996
- 5.48 Debietgegevens door de raaien 6 t/m 10, bodem 1996
- 5.49 Debietgegevens door de raaien 11 t/m 15, bodem 1996
- 5.50 Efficiëntie en getijdominantie langs de raaien 1 t/m 5, bodem 1990
- 5.51 Efficiëntie en getijdominantie langs de raaien 6 t/m 10, bodem 1990
- 5.52 Efficiëntie en getijdominantie langs de raaien 11 t/m 15, bodem 1990
- 5.53 Efficiëntie en getijdominantie langs de raaien 1 t/m 5, bodem 1996
- 5.54 Efficiëntie en getijdominantie langs de raaien 6 t/m 10, bodem 1996
- 5.55 Efficiëntie en getijdominantie langs de raaien 11 t/m 15, bodem 1996

- 6.1* Toetsing van vergelijking (12) met modeluitkomsten

1 Inleiding

1.1 Aanleiding tot het onderzoek

De Westerschelde is een estuarium met verschillende maatschappelijke belangen. Zo zijn er in het verleden polders aangelegd langs de toenmalige oevers van de Westerschelde; herbergt het gebied interessante habitatstructuren (zoals het Land van Saeftinge); en dient het als vaarweg tussen de haven van Antwerpen en de Noordzee. Vooral het baggeren in de periode 1970-1975 en het onderhoud van een relatief diepe doorgaande vaargeul heeft grote gevolgen gehad voor de sedimentbalans van de Westerschelde en de daaraan gekoppelde morfologische ontwikkelingen. In verband met de steeds dieper stekende schepen nemen de nautische eisen ten aanzien van de diepte van de vaargeul toe. Thans is een verdere verdieping volgens het scenario 48'/43' in uitvoering.

De beherende instanties van de Westerschelde hebben tot taak om een juiste balans te zoeken tussen de verschillende maatschappelijke belangen in de Westerschelde. Om ten behoeve van het integraal waterbeheer tot goed afgewogen beslissingen te kunnen komen is kennis nodig van het natuurlijk systeem. De Directie Zeeland van Rijkswaterstaat wordt daarbij inhoudelijk ondersteund door het Rijksinstituut voor Kust en Zee (RIKZ).

Het project ZEEKENNIS wordt door het RIKZ uitgevoerd in opdracht van Directie Zeeland. Binnen dit project wordt gewerkt aan de kennisopbouw van getij, morfologie en ecologie. Het onderzoeksproject is niet gericht op het direct geven van adviezen; noch is het gericht op het onderzoek dat reeds loopt bij universiteiten en onderzoeksinstituten. Het onderzoek binnen het project ZEEKENNIS is gericht om meer inzicht te krijgen in het functioneren van het watersysteem Westerschelde. Dit inzicht is noodzakelijk voor het geven van adviezen aan RWS-Directie Zeeland op een termijn van twee tot vijf jaar.

Morfologisch onderzoek is één van de onderwerpen die aan de orde komen binnen het project ZEEKENNIS. Het hoofdthema daarin is het verloop van residuele sedimenttransporten op verschillende tijd- en ruimteschalen, met bijzondere aandacht voor de rol van menselijk ingrijpen (baggeren, storten, zandwinning). Een onderdeel van het morfologisch onderzoek betreft het verkrijgen van meer inzicht in de rol van getijdominantie, in relatie tot het evenwichtsvermogen van een geul, bij het ontstaan van resttransporten.

Op verzoek van het RIKZ heeft Alkyon per brief met kenmerk A569le03 d.d. 10 januari 2000 (revisie 1) offerte uitgebracht voor het uitvoeren van een bureau- en modelonderzoek naar de invloed van getijdominantie op de resttransporten in de Westerschelde. Opdracht is door het RIKZ verleend per brief met kenmerk RIKZ/OS2000/05203, gedateerd op 8 februari 2000 (contractnummer RKZ-805). De studie is uitgevoerd met de volgende projectbemanning:

ir. R.C. Steijn (Alkyon)	projectleiding, analyse, rapportage
drs. J. Adema (Alkyon)	getijberekeningen, rapportage
dr. J.H. van den Berg (RUU)	wetenschappelijk adviseur
ir. G.K.F.M. van Banning (Alkyon)	kwaliteitscontrole

Van de zijde van de opdrachtgever is dit project inhoudelijk ondersteund en begeleid door drs. B. Kornman (RIKZ).

1.2 Doel, aanpak en beperkingen van het onderzoek

Het doel van het onderzoek is om meer inzicht te krijgen in de rol die getijdominantie, in relatie tot het evenwichtsvermogen van geulen, speelt bij het ontstaan van residuele sedimenttransporten en daarmee mogelijk op de morfologische ontwikkelingen van de Westerschelde.

De aandacht gaat in dit onderzoek hoofdzakelijk uit naar de mogelijke relatie tussen getijdominantie en resttransporten. Het onderzoek is verkennend van karakter, met overigens wel het streven om zoveel mogelijk kwantitatieve uitspraken te kunnen doen.

Voor het verkrijgen van inzicht, waarvan in de doelstelling sprake is, kunnen drie verschillende invalshoeken worden gevolgd: (i) door het bestuderen van de relatie tussen getijbeweging en geometrie uit evenwichtsbeschouwingen, (ii) door het bestuderen van de sedimenthuishouding uit waargenomen bodemveranderingen en, (iii) door de maatgevende sedimenttransportmechanismen op kleine schaal te onderzoeken. De laatste invalshoek (iii) grijpt terug op de fysica van de waterbeweging, de sedimenttransporten en de geul/plaat-dynamica. Dit alles blijkt in de Westerschelde een buitengewoon gecompliceerd samenspel te zijn van verschillende fysische processen die zich op verschillende tijd- en ruimteschalen manifesteren en onderling interacteren. Allersma (1992) en Verbeek e.a. (1998) geven een goed overzicht van de fysische processen die een rol kunnen spelen bij de geuldynamica in het studiegebied. De huidige studie is niet geschikt om een poging te doen dit gecompliceerde fysische proces verder dan dat te ontrafelen.

De tweede invalshoek (ii) is evenmin hier aan de orde, hoewel enige aandacht zal worden besteed aan waargenomen morfologische veranderingen in het studiegebied. In de huidige studie is de eerste invalshoek (i) gevolgd, waarbij gezocht wordt naar relaties tussen waterbeweging en geometrische grootheden.

De studie is in twee fasen uitgevoerd. In de eerste fase zijn de relevante theoretische concepten, waarvan in de literatuur melding wordt gemaakt, in kaart gebracht (hoofdstukken 2 tot en met 4). Op basis daarvan zijn voorstellen gedaan voor de invulling van de tweede fase (hoofdstukken 5 en 6). In de tweede fase van het onderzoek zijn berekeningen gemaakt met een 2DH stromings- en sedimenttransportmodel.

1.3 Het studiegebied

De “Westerschelde” is onderdeel van het Schelde-estuarium dat de verbinding vormt tussen het stroomgebied van de Schelde en de Noordzee. De huidige studie richt zich op een deel van dit estuarium en wel het deel tussen de verbindingslijn Vlissingen-Breskens en de Nederlands-Belgische grens (figuur 1.1). Het gebied ten westen van de lijn Vlissingen-Breskens wordt algemeen aangeduid als het mondingsgebied, terwijl bovenstrooms van de Nederlands-Belgische grens eerder sprake is van een getijrivier. Juist in het tussenliggende deel wordt sinds lange tijd op grote schaal sediment gebaggerd, gestort en gewonnen voornamelijk ten behoeve van de scheepvaartfunctie van het gebied.

Een indruk van de bodemgeometrie van het studiegebied wordt getoond in figuur 1.2 (bodem anno 1996). In het studiegebied is sprake van een meanderend geulenstelsel, met platen en in geringe mate slikken en schorren (vooral het Land van Saeftinge). In paragraaf 2.4 wordt een nadere beschrijving van het studiegebied gegeven.

1.4 Leeswijzer

In hoofdstuk 2 worden de belangrijkste parameters voor dit onderzoek beschreven. Aan de orde komen ondermeer de in de doelstelling van dit project genoemde parameters "getijdominantie", "evenwichtsvermogen" en "resttransporten". Hierbij is gebruik gemaakt van de definities en omschrijvingen zoals aangetroffen in verschillende referenties. Ook de verschillende beschrijvingen van de term "getijasymmetrie" komen aan de orde.

De belangrijkste hydraulische en morfologische kenmerken van het studiegebied worden beschreven in paragraaf 2.3. Voorbeelden van deze kenmerken zijn de faseverhouding tussen het horizontale (stroming) en het verticale (waterstanden) getij en de omvang en de aard van het uitgevoerde baggerwerk. Hoofdstuk 2 vormt daarmee de basis voor de rest van het rapport.

Een theoretisch concept, of denkmodel, bestaat uit het in kaart brengen van de mogelijke samenhang tussen de verschillende parameters uit paragraaf 2.2. Dit wordt gepresenteerd in hoofdstuk 3 en legt de basis voor de in fase 2 van het onderzoek uitgevoerde getij- en transportberekeningen. De "zoektocht naar samenhang" is hoofdzakelijk gebaseerd op een analyse van de beschikbare referenties en is tot stand gekomen in nauw overleg tussen de betrokkenen bij dit project.

De aanbevelingen voor het uitvoeren en het nabewerken van de getij- en transportberekeningen staan samengevat in hoofdstuk 4.

In hoofdstuk 5 worden de resultaten van de uitgevoerde getij- en transportberekeningen gepresenteerd. Deze presentatie is puur gericht op de modeluitkomsten.

Een vertaalslag van de modeluitkomsten naar het theoretisch concept van hoofdstuk 3 wordt gegeven in hoofdstuk 6. Hierin wordt geprobeerd invulling te geven aan de doelstelling van dit project.

Conclusies en aanbevelingen voor vervolgonderzoek komen tenslotte aan de orde in hoofdstuk 7.

2 Een aantal begrippen en gegevens

2.1 Inleiding

Veel van de geraadpleegde bronnen zijn gericht op grootschalige zandbalansbeschouwingen van de Westerschelde. De ruimtelijke schaal is daarbij relatief groot (bijvoorbeeld het mondingsgebied, of het oostelijke deel van de Westerschelde). Regelmatig komen in de geraadpleegde bronnen een aantal parameters naar voren, die gebruikt worden bij het relateren van hydraulische grootheden aan geometrische eigenschappen van geulsecties. Voorbeelden hiervan zijn "getijdominantie" en "evenwichtsvermogen". Ook uit andere bronnen kunnen voor de huidige studie relevante parameters worden ontleend. In paragraaf 2.2 worden deze parameters puntsgewijs bijeengebracht en beschreven. Vanwege de insteek van de geraadpleegde rapporten (grootschalig) ontbreken de meer op de processen gerichte parameters, zoals bijvoorbeeld "bochtstroming", "begin van beweging", enzovoorts.

Schijnbare en in sommige referenties als "verbluffend goed" aangemerkte correlaties tussen verschillende hydraulische en geometrische parameters worden samengevat in paragraaf 2.3. De kwalificatie "verbluffend" is hierbij ingegeven door het besef dat de gevonden relaties niet op fysische gronden zijn gebaseerd en toch een hoge correlatie met waarnemingen hebben.

Tenslotte worden in paragraaf 2.4 een aantal relevante grootheden, kenmerken en gegevens van het studiegebied samengevat.

2.2 Terminologie

Komberging en vloedvolume

Komberging (of ook wel getijprisma) is het volume water (m^3) tussen de meetkundige posities van de hoogwaterstanden en de laagwaterstanden (droogvallende platen meegerekend). Vloedvolume is de hoeveelheid water (m^3 /getij) die per getij door een bepaalde doorsnede naar het achterliggende gebied stroomt in de periode tussen laag water en hoog water (ter plaatse van die betreffende doorsnede). Ebvolume is de hoeveelheid water die per getij door een bepaalde doorsnede weer van het achterliggende gebied naar zee terugstroomt. Feitelijk zijn vloeddebiet en ebdebiet betere naamsaanduidingen. Onder getijvolume wordt de som van het vloedvolume en het ebvolume verstaan (in m^3 /getij).

In het geval van een kort getijbekken zal het overal vrijwel gelijktijdig hoog en laag water zijn. In dat geval is de komberging gelijk aan het vloedvolume. De vorm van het Westerschelde-estuarium is echter langgerekt en bovendien groot in afmetingen. Voor de Westerschelde geldt dan ook dat de komberging groter is dan het vloedvolume (Pieters, 1993).

Stroomvoerend vermogen / Evenwichtsvermogen / *Streampower*

In de literatuur worden de termen "stroomvoerend vermogen" en "evenwichtsvermogen" soms door elkaar gebruikt. Hier zal worden gesproken over het "stroomvoerend vermogen", omdat die benaming de strekking van de parameter het beste illustreert.

Volgens Termaat (1994) is dit het “vermogen van de geul om een bepaalde hoeveelheid water per tijdseenheid door te laten”. De mathematische formulering gaat in oorsprong uit van de vergelijking van Chézy die de stroomsnelheid op een bepaald punt (U) koppelt aan een wrijvingsfactor (C), de wortel uit de hydraulische straal (R) en de helling in het waterstandsvlak (i): $U = C \sqrt{Ri}$. Vervolgens worden er twee aannamen gedaan. Ten eerste wordt gesteld dat de breedte (B) van de stroomvoerende geul veel groter is (50 à 100 maal) dan de gemiddelde diepte (h), zodat $R = h$. Ten tweede wordt verondersteld dat de helling in het waterstandsvlak constant is over de breedte van de geul. Het stroomvoerend vermogen (W) wordt dan gedefinieerd als:

$$W = Q \frac{n}{\sqrt{i}} = \int_0^B h(y)^{5/3} dy \quad (1)$$

waarin (Q) staat voor het debiet (m^3/s), (n) voor de ruwheid volgens Manning (eveneens uit te drukken in de Chézy ruwheidsfactor C) en (y) voor de coördinaat dwars op de geul. Vooral voor de verdiepte geulen in de Westerschelde geldt niet meer dat de breedte 50 à 100 maal de diepte bedraagt. Ook de helling in het waterstandsvlak is vermoedelijk niet constant in de buurt van geulbochten als gevolg van secundaire effecten. Aan de beide hierboven genoemde uitgangspunten wordt dus strikt genomen niet voldaan. Voor het huidige onderzoek lijkt dit vooralsnog geen belemmering.

Kornman (1999) komt met een iets andere formulering die evenwel dezelfde strekking heeft. Hij formuleert het stroomvoerend vermogen, W_K , als volgt (opmerking: de aanduiding W_K is door ons gekozen):

$$W_K = \frac{\rho g i^{1.5}}{n} \cdot \int_0^B h(y)^{5/3} dy \quad (2)$$

In deze studie zal, waar het gaat over het stroomvoerend vermogen, worden gewerkt met vergelijking (2). Een grotere ruwheid (bijvoorbeeld voor een brede en ondiepe geul) geeft een kleiner stroomvoerend vermogen. Ook de vorm van de doorsnede (namelijk $h(y)$) speelt een rol. Bij het toepassen van vergelijking 2 is het wel van belang om de impliciete aannames in de gaten te blijven houden.

In riviermorphologische studies wordt vaak gewerkt met de Engelse term *unit streampower*, ω gedefinieerd als het produkt van de (maatgevende) bodemschuifspanning (τ_b) en de diepte-gemiddelde maatgevende stroomsnelheid (u):

$$\omega = \tau_b \cdot u \quad (3)$$

De dimensie van ω is W/m^2 , dus een vermogen per oppervlakte-eenheid. Of: de arbeid die door de stroom wordt verricht per eenheid van oppervlak en tijd. Bagnold (1966) gebruikt deze grootheid in zijn zandtransportformule, door te stellen dat een klein percentage (1 à 3 procent) van de beschikbare streampower “gebruikt” wordt om sediment te transporteren. Van de Berg (1995) gebruikt de unit streampower in zijn analyse van het voorkomen van meanderende en vlechtende geulen in rivieren.

Als hypothese geldt dat de morfologie van een rivier of estuarium streeft naar een evenredige ruimtelijke verdeling van het energieverlies. Met andere woorden: de ruimtelijke gradiënten in de waarde van de unit streampower zouden klein moeten zijn.

Daar waar ze toch groot zijn zal er, volgens de hypothese, een morfologische aanpassing plaatsvinden die er op gericht is de gradiënt te reduceren.

Efficiëntie van een geul

Allersma (1992) introduceert weliswaar niet een nieuwe parameter, maar spreekt wel van de efficiëntie van een getijgeul als het gaat om de in die geul afgelegde getijweg (in m):

$$\frac{V}{A} = \frac{\text{vloedvolume} + \text{ebvolume}}{\text{dwarsprofiel } A_c} \quad (4)$$

In de Westerschelde (totale doorsneden door het estuarium) blijkt dit ongeveer 25 km te zijn (heen en terug: de getijweg "enkele reis" bedraagt 10 - 15 km). Tevens blijkt dat voor individuele geulen, de grotere geulen (grotere A_c) een grotere waarde van V/A hebben dan de kleinere geulen. Met andere woorden: de getijbeweging plant zich "efficiënter" voort in een grote geul dan in een kleine geul. Waarden van V/A bedragen voor de kleine geulen ongeveer 20 km en voor de grote geulen 30 km (de waarden van de doorsneden door het hele estuarium liggen daar dus tussen).

Evenwichtsparameter

Termaat (1994) definieert een evenwichtsparameter (E) als:

$$E = \frac{W_{\text{gemeten profiel}}}{W_{\text{berekend uit getijvolume}}} \quad (5)$$

Het uitgangspunt hierbij is dat bij een bepaald getijvolume een bepaalde waarde van het stroomvoerend vermogen hoort. Feitelijk wordt $W_{\text{gemeten profiel}}$ berekend uit het rechterdeel van vergelijking (1) en $W_{\text{berekend uit getijvolume}}$ berekend uit een gemeten waarde voor het maatgevende getijdebiet. Gesteld wordt dat als $E > 1$, dat dan het profiel te ruim is en zal willen aanzanden en dat als $E < 1$ het profiel te krap is en er uitschuring zal optreden. Deze benadering gaat echter voorbij aan een viertal mogelijke oorzaken waardoor de waarde van E kan afwijken van 1:

- (i) in de praktijk is hooguit sprake van een dynamisch evenwicht,
- (ii) er is sprake van baggeren en storten, waardoor een geul kunstmatig uit evenwicht wordt gehouden,
- (iii) er spelen tal van andere (primaire en secundaire) fysische processen die ook van invloed zijn op het gemeten profiel en het gemeten debiet,
- (iv) fouten in de profielopname of debietmeting (die immers ook weer is afgeleid uit snelheidsmetingen op punten voor een beperkt aantal getijden).

Stabiliteitsparameter

Termaat (1994) definieert de stabiliteitsparameter (P) als:

$$P = \frac{\text{gemeten } A_{c, \text{onder NAP}}}{\text{berekend } A_{c, \text{onder NAP}}} \quad (6)$$

Hierin is A_c het geuloppervlak onder NAP (in m²); "berekend" houdt in dat de waarde volgt uit een evenwichtsrelatie (zie paragraaf 2.3). Gesteld wordt dat als P gelijk is aan

één, dat dan de geul stabiel is. Deze redenering gaat voorbij aan de dynamiek die inherent is aan geulen (op verschillende tijd- en ruimteschalen). Van een statische stabiliteit is vermoedelijk nooit sprake.

Getijdominantie

Termaat (1994) definieert getijdominantie als:

$$\text{getijdominantie} = \frac{\text{max. vloedvolume} + \text{max. ebvolume}}{\text{min. vloedvolume} + \text{min. ebvolume}} \quad (7)$$

Als de waarde gelijk is aan 1 dan is er geen getijdominantie; is de waarde groter dan 1 dan is er sprake van een zekere mate van getijdominantie.

De mate van getijdominantie wordt door Van Kleef (1995) gedefinieerd als:

$$\text{getijdominantie} = \frac{\text{dominante getijvolume}}{\text{ondergeschikte getijvolume}} \quad (8)$$

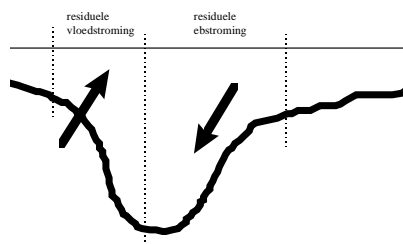
Deze definitie lijkt erg op die van Termaat. De waarde is altijd ≥ 1 . Als bijvoorbeeld het vloedvolume door een geuldoorsnede 80 is en het ebvolume 100, dan is de geuldoorsnede eb-dominant ter grootte van $100/80=1,25$.

Aanvullend op het voorgaande wordt vaak gesproken over vloed- of ebdominantie (bv. Wang e.a., 1999). Dit kan betrekking hebben op:

- Het maatgevend getijvolume. Als er bijvoorbeeld door een geuldoorsnede gemiddeld over een getijcyclus, een groter vloedvolume gaat dan ebvolume is sprake van een vloeddominante geuldoorsnede;
- De maatgevende snelheden. Als bijvoorbeeld de getijgemiddelde reststroom (Euleriaans) in een geuldoorsnede gericht is in de vloedstroomrichting, dan is sprake van een vloed gedomineerde geul;
- De maatgevende zandtransporten. Als bijvoorbeeld de getijgemiddelde sedimenttransporten (Euleriaans) in een geuldoorsnede gericht is in de vloedstroomrichting, dan is sprake van een vloed gedomineerde geul. Hierbij dient wel onderscheid te worden gemaakt tussen bodemtransport, suspensief transport en totaal transport. In getijgeulen bedraagt het bodemtransport in de orde van enkele tot tien procent van het totale transport.

Interne getijdominantie

Interne getijdominantie richt zich op de geuldoorsnede van één enkele geul. Als er sprake is van interne getijdominantie dan zijn delen van de geuldoorsnede vloed- en andere delen eb-gedomineerd. Deze situatie kan zich voordoen in de wat grotere getijgeulen, of in geulen die kunstmatig door middel van baggerwerk een groot doorstroomoppervlak krijgen. De vloed- en de ebstroom blijken dan ieder zich te concentreren in een bepaald deel van de geuldoorsnede (zie schets).



Dit kan verschillende oorzaken hebben, zoals bijvoorbeeld een bepaalde aanstroomrichting, secundaire stromingsverschijnselen, op- en afstroming van naastliggende platen, enz.

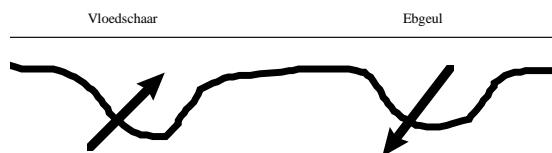
Van kleeft (1995) formuleert interne getijdominantie als:

$$\text{interne getijdominantie} = \frac{\text{totaal getijvolume}}{(\text{gemiddelde van ebvolume en vloedvolume})} \quad (9)$$

Ter illustratie van het begrip interne getijdominantie kan dienen figuur 2.1 (uit Steijn, e.a., 2000). De bovenste figuur toont de getijgemiddelde reststroomvectoren in het Marsdiep voor een gemiddeld getij; de onderste figuur toont de getij-gemiddelde sedimenttransporten (Bijker transportformule). Beide figuren laten zien dat er in het zuidelijk deel van het Marsdiep sprake is van vloed-dominantie in zowel de stroming als het sedimenttransport. In het noordelijk deel is de eb dominant. De figuren hebben betrekking op de situatie zonder golven (alleen getij).

Externe getijdominantie

Externe getijdominantie is de mate waarin de vloedstroom en de ebstroom elk een eigen geul volgen (zie schets).



Van belang is te beseffen dat deze definities van (interne of externe) getijdominantie zich hoofdzakelijk richten op getijvolumina en niet zozeer op residuele sedimenttransporten. In principe kan een geul vloedgedomineerd zijn voor wat betreft de getijvolumina en toch een residueel transport in ebrichting hebben.

Interne en externe getijdominantie heeft volgens bovenstaande beschrijvingen dus betrekking op de ruimtelijke verdeling van de eb- en vloedvolumen. Omdat er een empirisch verband bestaat tussen het maatgevend getijvolume en de (evenwichts) oppervlakte van een geuldoorsnede (zie verder in paragraaf 2.3), heeft getijdominantie rechtstreeks gevolgen voor de evenwichtsdoorsnede van de geulen. Dit blijkt uit het volgende getallenvoorbeeld.

Situatie met externe getijdominantie

Stel dat het totale vloed- en ebvolume (het getijvolume) door de doorsnede uit bovenstaande schets 1000 is, met een verdeling over de linker en de rechter geul als volgt:

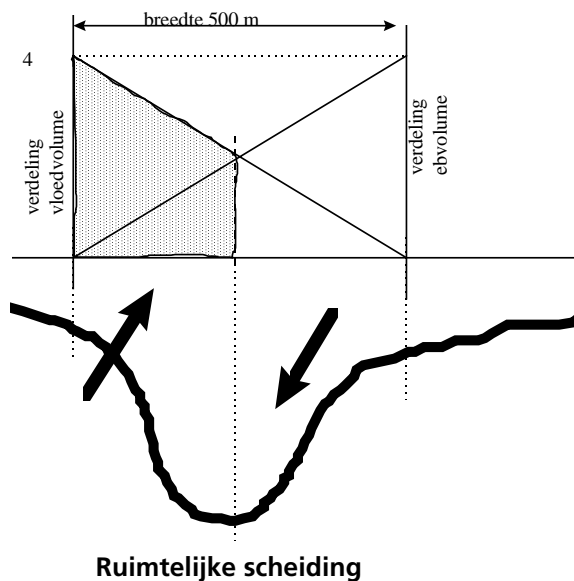
- linker geul: vloedvolume = 550, ebvolume = 475;
- rechter geul: vloedvolume = 450, ebvolume = 525.

Het totale vloed- en ebvolume bedraagt dus 1000 (550+450 en 475+525). Het maatgevend getijvolume door de linker geul is dan 550 (het vloedvolume) en door de rechter

geul 525 (het ebvolume). De evenwichtsdoorsnede van de linkergeul wordt bepaald door het vloedvolume en dat van de rechtergeul door het ebvolume. De totale evenwichtsdoorsnede is de som van die van de linker en de rechter geul en wordt dus bepaald door een maatgevend getijvolume van 1075, in plaats van 1000 die met weglating van het effect van getijdominantie zou zijn gebruikt. De situatie met externe getijdominantie leidt dus tot een relatief (iets) grotere evenwichtsdoorsnede.

Situatie met interne getijdominantie

In dit voorbeeld wordt uitgegaan van een geuldoorsnede met onderstaande verdeling van de vloed- en ebvolumen (zie schets). Het totale vloed en ebvolume bedraagt wederom 1000 (namelijk $0,5 * 500 * 4$).



In de linkerhelft van de geuldoorsnede bedraagt het maatgevende vloedvolume 750 (namelijk $250 * 2 + 0,5 * 250 * 2$); in de rechterhelft bedraagt het (maatgevende) ebvolume eveneens 750.

De totale evenwichtsdoorsnede van de geul is gelijk aan de som van beide helften en wordt dus bepaald door een maatgevend getijvolume van 1500, in plaats van 1000 waarmee zou worden gerekend bij weglating van het verschijnsel getijdominantie. Ook hier blijkt dus dat interne getijdominantie aanleiding geeft tot het instandhouden van (aanzienlijk) ruimere geuldoorsneden.

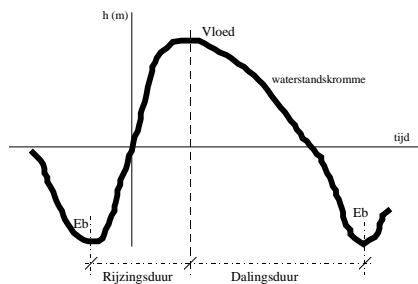
Onder ruimtelijke scheiding wordt verstaan de afstand (in m) van de hoofdstroombanen van de vloed en de ebstroom (Verbeek, e.a., 1998). Als in een bepaalde geuldoorsnede deze afstand groot is, dan maakt de getijstrooming dus *weinig efficiënt* gebruik van de beschikbare dwarsdoorsnede. In de praktijk zal dit een hoge mate van interne getijdominantie met zich meebrengen. Als de ruimtelijke scheiding klein is en er bovendien geen sprake is van externe dominantie, dan zal er een relatief smalle en diepe geul ontstaan. Het is duidelijk dat dit voor de scheepvaartfunctie, in termen van beschikbare vaardiepte, een gunstige situatie is.

Uitbochten (secundaire stroming) kan een belangrijke oorzaak zijn van ruimtelijke scheiding (eb- en vloed-schaarwerking: Van Veen, 1950).

Getijasymmetrie

In Ligtenberg (1998) wordt gesteld dat het niet zozeer de maximale vloed- en ebvolumina zijn die de netto sedimenttransporten bepalen, maar veeleer de vorm van de getijkromme. Hij baseert zijn bevindingen op een studie naar de grootschalige zandbalans van het kombergingsgebied van het Zeegat van Texel (Marsdiep) in de periode na de afsluiting van de Zuiderzee (1932).

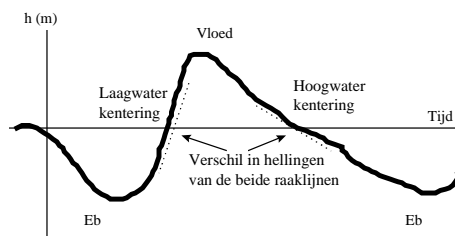
Ten aanzien van getijasymmetrie wordt meestal onderscheid gemaakt tussen asymmetrie in het verticale (waterstanden) en in het horizontale getij (snelheden). Een vorm van getijasymmetrie in het verticale getij staat in onderstaande schets.



De asymmetrie in het verticale getij wordt uitgedrukt als het verschil tussen de rijzingsduur en de dalingsduur. Rijzingsduur is de tijd tussen laag waterkentering en hoog waterkentering. Wang e.a. (1999) leggen een relatie tussen getijdominantie en getijasymmetrie. Als de rijzingsduur korter is dan de dalingsduur, zoals in de schets, wordt gesproken van vloed-dominantie (en andersom van eb-dominantie). Ligtenberg (1998) laat voor de ontwikkelingen in het

Marsdiep zien dat juist deze vorm van getijasymmetrie van groot belang is voor de grootschalige zandverplaatsingen.

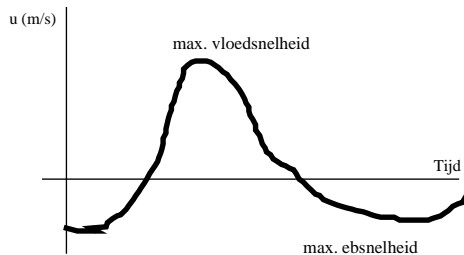
Ten aanzien van getijasymmetrie in het horizontale getij zijn verschillende benaderingen mogelijk. Allereerst kan er een verschil zijn in de snelheidsveranderingen (een soort



versnelling dus: zie schets) tijdens laagwaterkentering en tijdens hoogwaterkentering (let op: kentering in de snelheden). Deze vorm van getijasymmetrie blijkt vooral van belang te zijn voor de netto transporten van fijn (suspensief) materiaal. Indien er in een getijdebekken een vorm van getijasymmetrie is zoals hiernaast geschetst, zal er sprake zijn van netto transport

van fijn sediment het bekken in (Dronkers en Stive, 1997). In Wang e.a. (1999) wordt naar deze vorm van getijasymmetrie verwezen als een verschil in de duur (in minuten) van de vloedstroomkentering en de ebstroomkentering, maar dat komt in de praktijk op hetzelfde neer.

Een andere vorm van asymmetrie in het horizontale getij is er een die gekenmerkt wordt door een verschil in de maximale eb- en vloedsnellheden (zie schets).



Deze vorm van asymmetrie blijkt vooral van belang te zijn voor de netto transporten van grof sediment. Dit kan verklaard worden uit het gegeven dat het sedimenttransport (S) een functie is van de stroomsnelheid (U) tot een macht groter dan 1 (bijvoorbeeld 3 à 5): $S \propto U^{m>1}$. Als $U_{\text{max,vloed}} > U_{\text{max,eb}}$, zoals in de schets, dan is al snel sprake van een netto import van grof sediment.

Bij het netto transport van fijn sediment is dus niet zozeer de grootte van de maximale stroomsnelheden van belang (zoals wel het geval is voor grof sediment), maar vooral de duur van de perioden met lage stroomsnelheden rond de beide stroomkenteringen. Fijn sediment wordt reeds bij lage snelheden getransporteerd en bezinkt langzaam. Dit verschijnsel heet het traagheidseffect. Er zal alleen bezinking optreden als gedurende langere tijd lage snelheden optreden. De kenteringsduur is dus bepalend voor de hoeveelheid fijn sediment die nog in het water zit, als de stroomrichting omkeert. Dit traagheidseffect (het niet meteen bezinken van fijn materiaal) heeft dus veel gevolgen voor de netto transportrichting van fijn materiaal. Ook de lokale diepte speelt hierbij een belangrijke rol. In ondiepe gebieden immers, kan er relatief meer sediment uitzakken tijdens een korte kenteringsduur. In diepe gebieden is een aanzienlijk langere kenteringsduur nodig om het materiaal uit de hogere waterlagen te laten uitzakken.

Getijasymmetrie wordt veroorzaakt door de wijze waarop de verschillende getijcomponenten met elkaar interfereren. In veel gevallen is de onderlinge amplitudeverhouding tussen de dubbeldaagse en de viermaaldaagse getijcomponent (M2 en M4) een maat voor de *intensiteit* van de getijasymmetrie; de faseverhouding geeft de *richting* van de asymmetrie aan. Van de Kreeke e.a. (1993) werken dit uit voor het Eems-Dollard estuarium.

In werkelijkheid is er in een getijdebekken sprake van vele getijcomponenten, zoals hogere harmonischen (M4, M6, enz.), samengestelde componenten (MS4) en residuen die ontstaan door niet-lineaire interacties van M2 met zichzelf en andere getijcomponenten. Traagheid van de getijgolfvoorplanting, bodemwrijving en langsgradiënten in het getijdebiet in relatie tot het kombergingsoppervlak, spelen bij dit alles een rol. Er bestaat dan ook een verband tussen getijasymmetrie en de morfologie van het getijbekken. In Wang e.a. (1999) wordt op dit verband nader ingegaan. Hieruit blijkt dat twee parameters van belang zijn: (i) de verhouding tussen de getijamplitude en de gemiddelde diepte in het getijbekken en (ii) de hypsometrische eigenschappen van het getijbekken. Vooral het hypsometrische effect (het gegeven dat het kombergingsoppervlak en de doorstroomoppervlak afhankelijk zijn van de waterstand) zorgt ervoor dat een vloed-dominant verticaal getij niet noodzakelijkerwijs een vloed-dominant horizontaal getij hoeft te geven. Wang e.a. (1999) laten voor de Westerschelde zien dat de huidige hypsometrische eigenschappen van het estuarium leiden tot een verzwakking van de asymmetrie in het horizontale getij (stromingen) en tot een versterking van de asymmetrie in het verticale getij (waterstanden).

Ligtenberg (1998) toont aan dat de getijasymmetrie in termen van vloedstroomkentering en ebstroomkentering, na de afsluiting van de Zuiderzee in het Marsdiep-bekken langzaam afnam. Hij concludeert daaruit dat de import van sediment in het bekken van het Marsdiep daardoor (asymptotisch) in de tijd moet zijn afgenomen, tot zeer kleine hoeveelheden nu. Overigens blijkt het Noordzee-getij voor de Zeeuwse kust symmetrischer van vorm te zijn dan langs de Waddenkust. Dit heeft te maken met een andere verdeling van de fase (en in geringe mate van de amplitude) van de M4-getijcomponent ten opzichte van de M2-getijcomponent, in de zuidelijke Noordzee.

Uit bovenstaande blijkt dat het relateren van getijasymmetrie aan getijdominantie en daarmee impliciet aan residuele transporten een complexe zaak is die zorgvuldige analyse vereist.

2.3 Evenwichtsrelaties

Voor estuaria en zeegaten bestaan empirisch afgeleide evenwichtsrelaties, met als algemeen kenmerk dat ze een relatie leggen tussen geometrische en hydrodynamische grootheden. De meest bekende is wellicht die waarbij het natte doorstroomoppervlak van een stroomvoerende geul wordt gerelateerd aan het getijvolume dat door die doorsnede gaat. De hydrodynamische grootheid is vaak het getijprisma, of het maatgevend getijvolume. Morfologische grootheden zijn bijvoorbeeld het bekkenvolume, het relatieve plaatoppervlak, het oppervlak van een geuldoorsnede of de inhoud van een buitendelta. In deze paragraaf worden een aantal evenwichtsrelaties samengevat die voor het verdere verloop van dit onderzoek van belang kunnen zijn.

Doorstroomoppervlak - getijvolume/getijprisma

In zijn algemeenheid kan gesteld worden dat de natte dwarsdoorsnede van een watervoerende geul, A_c , lineair evenredig is met het volume water, P , dat per getij door die dwarsdoorsnede stroomt (het getijprisma):

$$A = C_1 * \text{Getijprisma} \quad (10)$$

waarin C_1 een constante is die ligt in de orde van $0,8 \cdot 10^{-4}$ (bv. Arends, 1997 blz. 58, of Eysink, 1990 blz. 14). De waarde van P kan worden berekend door vermenigvuldiging van het getijverschil (tussen gemiddeld hoog en laag water bij gemiddeld springtij) met het kombergingsoppervlak achter de betreffende doorsnede van de geul. Voor geulen met een belangrijk overschot in één richting, dient de grootste van het eb- of vloedvolume te worden genomen. De waarde van A_c wordt bepaald ten opzichte van gemiddeld zeeniveau (ongeveer NAP). In Arends (1997) en Gerritsen (1996 - voor de Waddenzee) worden ook andere evenwichtsrelaties gegeven, waarin rekening wordt gehouden met bijvoorbeeld de breedte van een geuldoorsnede.

Van de Kreeke en Haring (1979) geven een uitgebreid overzicht van verschillende relaties die zij hebben gevonden (vooral op basis van het werk van Haring) voor de geulen en estuaria in het Rijn/Maas deltagebied. Zij concluderen:

$$A_c = 0,82 \cdot 10^{-4} * \text{Vloedvolume} \quad (11)$$

Voor de Westerschelde dienen relaties te worden gehanteerd die A_c relateren aan het dominante getijvolume, omdat immers het getijprisma, ofwel de komberging (zie paragraaf 2.2), groter is dan het getijvolume.

Voor de doorstroomoppervlak van geulen blijkt dat de rol van eventuele bovenafvoer zeer gering is (Van de Kreeke en Haring, 1979). Alleen voor getijrivieren, zoals voorheen de Dordsche Kil en het Spui, blijkt dat het doorstroomoppervlak significant groter is dan de evenwichtsrelaties voor estuaria. Een stroomvoerende geul wordt daarbij als getijrivier gedefinieerd als de bovenafvoer tenminste 25 % bedraagt van het maximale getijdebiet. Dit is een situatie die zich in de Westerschelde niet voordoet.

Getijdominantie - doorstroomoppervlak

Van Kleef (1995) heeft geprobeerd om voor het centrale deel van het studiegebied (Gat van Ossensisse en Middelgat: figuur 1.2) relaties te vinden tussen enerzijds het gemeten doorstroomoppervlak en anderzijds getijvolumina. De getijvolumina zijn door hem berekend aan de hand van sinds 1932 "gemeten" debieten (die feitelijk zijn berekend uit snelheidsmetingen) door een aantal vaste raaien in de Westerschelde. Uit een analyse voor het gebied rond het Middelgat blijkt dat het getijvolume niet is afgenomen. Wel blijkt de externe getijdominantie vanaf 1932 sterk te zijn afgenomen.

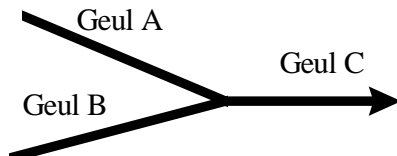
Van Kleef vindt een opmerkelijk goede correlatie tussen het doorstroomoppervlak en de getijdominantie, zoals berekend met vergelijking (8). De correlatiecoëfficiënt (R^2) bedraagt 0,92, indien een regressieanalyse wordt uitgevoerd met weglating van twee zeer afwijkende punten (voor het jaar 1972). Van Kleef komt tot de volgende vergelijking:

$$A_c = 69000 * \text{getijdominantie} - 38000 \text{ [m}^2\text{]} \quad (12)$$

Op basis van de gevonden relatie stelt Van Kleef dat veranderingen in de getijdominantie (vergelijking 8) zich rechtstreeks vertalen in veranderingen van de zandbalans van het betreffende gebied (het gebied waar de geuldoorsnede in ligt).

Samenvloeiende geulen en de factor $Bh^{3/2}$

Uit een continuïteitsbeschouwing kan worden afgeleid dat bij het samengaan van getijrivieren ("samenvloeiing": zie schets) geldt dat:



$$(Bh^{3/2})_{Geul A} + (Bh^{3/2})_{Geul B} = (Bh^{3/2})_{Geul C} \quad (13)$$

Hierbij wordt aangenomen dat de ruwheid en de helling van de waterspiegels in de geulen A, B en C dezelfde zijn.

Relatieve oppervlakte plaatareaal

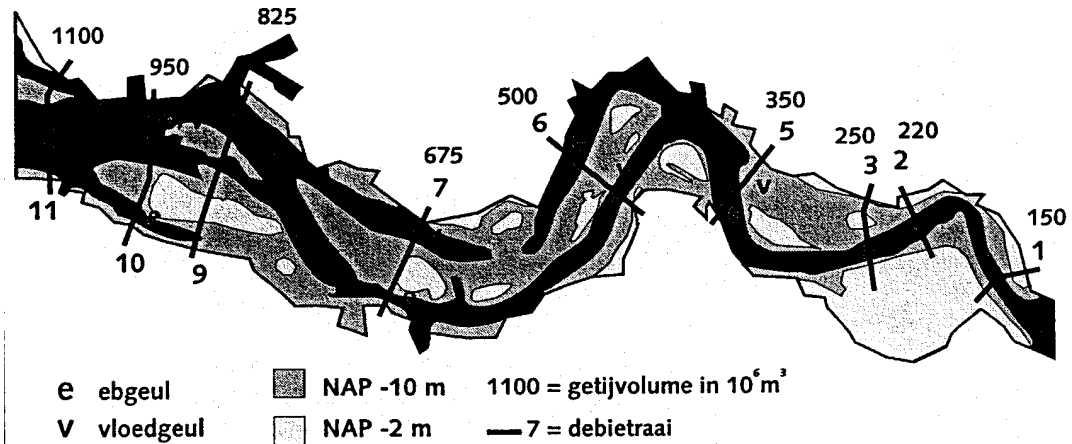
Kleine getijbekkens blijken in de praktijk een groter oppervlakte aan intergetijdegebied te hebben dan grote getijbekkens. Voor de Waddenzee zijn daarbij de volgende percentages intergetijdegebied (ten opzichte van het totale oppervlak van het getijbekken) vastgesteld als functie van het getijprisma:

$P = 20 \text{ Mm}^3 \rightarrow 90 \% \text{ intergetijdegebied,}$
 $P = 50 \text{ Mm}^3 \rightarrow 80 \% \text{ intergetijdegebied,}$
 $P = 200 \text{ Mm}^3 \rightarrow 70 \% \text{ intergetijdegebied.}$

De vorm van het getijbekken heeft invloed op deze percentages. Zo heeft een langwerpig getijbekken lagere percentages dan een "vierkant" getijbekken. Dit heeft te maken met de "boom-vorm" van de door het gebied snijdende getijgeulen. Een "populier" (bij een langwerpig getijbekken) laat minder ruimte voor intergetijdegebied. Dit is het geval voor de Westerschelde. Het is hier minder van belang te weten hoeveel procent plaatareaal er nu precies aanwezig is in de Westerschelde. Wel is het nuttig om te beseffen dat ook het plaatareaal streeft naar een evenwichtswaarde, die afhankelijk is van het getijprisma of, voor de Westerschelde, het maatgevend getijvolume.

2.4 Kenmerkende grootheden van het studiegebied

In een aantal referenties, zoals Allersma (1992), Gerritsen e.a. (1983) en Mol e.a. (1997) wordt een overzicht gegeven van beschikbare gegevens van de Westerschelde. Veel van de gegevens zijn ontleend aan in het verleden uitgevoerde metingen. Vooral dieptemetingen en snelheidsmetingen (in de literatuur vaak debietmetingen genoemd) vormen de basis voor veel gegevens en afgeleide grootheden. Onderstaande figuur 2.2 geeft een overzicht van de ligging van de verschillende debietraaien in de Westerschelde (figuur overgenomen uit Mol e.a., 1997). De ligging van deze raaien is altijd dezelfde gebleven zodat een langjarige reeks van debietgegevens beschikbaar is.



Figuur 2.2 Ligging debietraaien Westerschelde (uit: Mol e.a., 1997)

Hieronder worden enkele relevante gegevens en waargenomen ontwikkelingen samengevat. Dit overzicht in relatie tot de hiervoor gegevens beschrijvingen en beschouwingen vormen de basis voor de theoretische conceptvorming in hoofdstuk 3.

Geografische grootheden

Gaande van oost naar west door het studiegebied nemen zowel de dwarsdoorsneden toe als de schaal van de meanders in het geulensysteem. Het dwarsprofiel vertoont vrijwel overal twee of meer evenwijdige geulen met ondiepe platen ertussen. Slechts een marginaal percentage van het plaatareaal reikt tot boven GHW. Alleen het Land van Saeftinge vormt nog een lateraal overstromingsgebied van enige omvang (thans ongeveer 15 km²).

Typische waarden van de oppervlakte van de dwarsdoorsnede over het estuarium zijn 80.000 m² bij Vlissingen, 50.000 m² bij Hansweert en 30.000 m² bij Bath. De breedte en gemiddelde diepte verloopt voor deze drie plaatsen van circa 6 km en 14 m, via 5 km en 12 m, tot 3 km en 9 m. De oppervlakte van de Westerschelde in 1980 bedroeg ongeveer 3.10¹⁰ m² (30.000 hectaren). In 1880 bedroeg dit nog 4,5.10¹⁰ m² (45.000 hectaren). De afname is vooral het gevolg van inpolderingen.

Dat de afname in het kombergingsoppervlakte niet tot een evenredige afname van de geuldoorsneden heeft geleid, wordt door Pieters (1993) gewijd aan een sterkere getijgolfdoordringing in het estuarium en toegenomen getijverschillen (mede door de gewijzigde getijgolfvoortplanting). Dit lijkt erg op de ontwikkelingen in het kombergingsgebied van het Marsdiep. Na de afsluiting van de Zuiderzee nam het kombergingsoppervlak af, maar toch was er sprake van een uitschuring van de belangrijkste getijgeulen. Ook dit had te maken met een extra opslingering van de getijgolf, waardoor de getijvolumina juist toenamen (zie bv. Ligtenberg, 1998).

Hydraulische grootheden

De afvoer van de rivier de Schelde bedraagt gemiddeld ongeveer 5 Mm³/getij, ofwel circa 120 m³/s. Dit geeft aanleiding tot een resulterende stroom in de orde van enkele cm's per seconde in zeewaartse richting. Het gemiddeld vloedvolume door de raai Vlissingen-Breskens bedraagt ongeveer 1100 Mm³/getij; door raai 6 (ter hoogte van Baarland) bedraagt dit ongeveer 500 Mm³/getij. Bij de Nederlands-Belgische grens (Bath) bedraagt

het vloedvolume ruim 200 Mm³/getij (Allersma, 1992). De bijdrage van de rivierafvoer is dus marginaal, maar neemt oostwaarts toe.

Het verloop van de waterstanden wordt volledig bepaald door de binnenkomende getijgolf. Het getij is naar Nederlandse begrippen groot, dubbeldaags en zonder veel dagelijkse ongelijkheid (de beide getijden per dag zijn dus zeer gelijkend). De invloed van stormen op de waterstanden varieert tussen de -1 en de +2 meter, met frequenties van 1/10 jaar.

De getijslag (het verschil tussen GHW en GLW) neemt toe van Vlissingen richting Bath. Dit heeft te maken met de combinatie van opslingering en reflectie van sommige van de dominante getijcomponenten (M_2 en M_4). De gemiddelde getijslag bij Vlissingen bedraagt 3,9 m en ter hoogte van Hansweert/Bath circa 4,6 m. Bij Rupelmonde bedraagt het getijverschil zelfs 5,5 m. Verder stroomopwaarts neemt dit vrij abrupt af tot 2 m bij Gent. Pieters (1993) noemt dit verschijnsel de "vloedkuil", in navolging van Van Veen (1950) die een vergelijkbaar verschijnsel bij de Biesbosch waarnam. Het komt er op neer dat het profiel van de Beneden Zeeschelde feitelijk te nauw is om het vloedvolume door te laten.

De vaargeulverdieping die begin jaren zeventig is uitgevoerd heeft ertoe geleid dat de getijgolf wezenlijk anders (sneller) door het estuarium loopt. De loopsnelheid van de getijgolf is immers evenredig met \sqrt{gh} , waaruit direct blijkt dat een vergroting van h leidt tot een toename van de voortplantingssnelheid. Dit geldt sterker voor de top van de getijgolf (vloed) dan het dal (eb), waardoor tevens een grotere asymmetrie in de getijgolfvoortplanting ontstaat.

Op de Westerschelde is sprake van een typisch asymmetrisch waterstandsverloop, waarbij de rijzingsduur aanmerkelijk korter is dan de dalingsduur. Bovendien treden de maximale eb- en vloodsnelheden iets vòòr de laagste en de hoogste waterstand op. Voor het algemene stroombeeld betekent dit dat de vloed min of meer door het hele estuarium naar binnen komt, terwijl de ebstroom vooral de geulen volgt.

Tabel 2.1 (overgenomen uit Gerritsen en De Jong, 1983 en aangevuld met gegevens afkomstig van de heer Kornman) geeft voor elk van de raaien uit figuur 2.2 waarden voor een aantal kenmerkende parameters, zoals vloed en ebvolume, oppervlakte van dwarsdoorsneden, getijdebieten en afgeleide grootheden. De getallen worden gegeven voor elk van de jaartallen waarin is gemeten.

Morfologische ontwikkelingen vanaf 1955

In een aantal referenties wordt ingegaan op de waargenomen morfologische veranderingen in de Westerschelde in de tweede helft van de twintigste eeuw (Storm, 1996; Huijs, 1996; Jeuken, 1993). Hieronder wordt een korte samenvatting gegeven.

Zandbalansen

In het rapport van Storm (1996) wordt een opsomming gegeven van de berekende zandbalansen voor een aantal vakken in de Westerschelde in de periode 1955 tot 1994. Hij maakt daarbij onderscheid in drie deelgebieden: "West" (Vlissingen / Breskens tot Baarland / Eendragtpolder), "Midden" (Baarland / Eendragtpolder tot Emanuelpolder / Baalhoek) en "Oost" (Emanuelpolder / Baalhoek tot de Belgische grens). De natuurlijke zanduitwisseling tussen de verschillende delen van de Westerschelde blijkt vrijwel altijd plaats te vinden van west naar oost. Dit heeft te maken met het feit dat het estuarium als gevolg van getijasymmetrie van het Noordzee-getij sediment importeert. De Wester-

schelde is primair dus een sedimentatie-bekken, althans in een situatie zonder baggerwerk of andere menselijke ingrepen (zie verder de beschouwingen in hoofdstuk 3).

Tussen sommige vakken is duidelijk sprake van een tegengestelde "retourstroom" als gevolg van het kunstmatige zandtransport van oost naar west door het baggeren en storten. In onderstaande tabel 2.2 wordt de zandbalans weergegeven in Mm^3 per vijf jaar, inclusief het effect van bagger-, stort en winningsactiviteiten. De gegevens zijn, met weglating van de decimalen, overgenomen uit Storm (1996).

	1955 - 1960	1960 - 1965	1965 - 1970	1970 - 1975	1975 - 1980	1980 - 1985	1985 - 1990	1990 - 1994	Totaal '55-'94
West	-2	-2	-2	-2	-2	-7	-10	-8	-36
Midden	+12	+12	+12	+7	+2	+2	+2	+1	+50
Oost	-3	-4	-8	-11	-6	-1	-1	-1	-34
Totaal	+8	+7	+2	-6	-7	-6	-9	-8	-19

Tabel 2.2 Samenvatting zandbalansen Westerschelde 1955 - 1994.

Omdat de oppervlakten van de kuberingsgebieden erg groot zijn (orde tientallen km^2), leidt een onnauwkeurigheid in de peilingen van orde twee decimeter tot onnauwkeurigheidsmarges in dezelfde orde van grootte als de gegeven getallen in tabel 2.2. Tevens is er door de jaren heen niet eenzelfde techniek gebruikt bij het peilen van de diepten, zodat ook hierdoor een zekere mate van onzekerheid wordt geïntroduceerd. De conclusie luidt dan ook dat de getallen in tabel 2.2 geen harde getallen kunnen zijn.

In het rapport van Storm wordt vermeld dat de import ter hoogte van de monding van de Westerschelde erg groot was in de periode van 1968 tot 1974. Tevens wordt geconcludeerd dat uit de zandbalans blijkt dat het residuele zandtransport tussen de vakken in het oostelijke deel wordt gedomineerd door het vaargeulonderhoud en de zandwinning. De residuele zandtransporten tussen de vakken in het midden- en het westelijke deel en daarmee ook de import of export van het estuarium ter hoogte van Vlissingen, lijken meer gestuurd door natuurlijke morfologische ontwikkelingen.

Gebiedsindelingen

In Huijs (1996) wordt onderscheid gemaakt tussen het hoofdgeulensysteem en het nevengebiet. De hoofdgeul komt overeen met de hoofdvaarroute. Het betreft de volgende geulen (van oost naar west): het Vaarwater boven Bath, het Nauw van Bath, het Zuidergat, de Overloop en Drempel van Hansweert, het Gat van Ossensisse, de Pas van Terneuzen en de Honte. De overige geulen en de plaatgebieden behoren tot het zogenaamde nevengebiet.

De begrenzing van geulen ligt op NAP -2 m. Geulen kunnen dus voorkomen in het hoofdgeulensysteem en in het nevengebiet. In het nevengebiet zijn de geulen meestal zogenaamde kortsluitgeulen; dat zijn meestal kleinere geulen die door een plaat heen lopen. Het is opmerkelijk te zien dat deze geulen allen een "kromming naar rechts" hebben, hetgeen veroorzaakt wordt door het Coriolis effect.

In zowel het hoofdgeulensysteem als de nevengebieden komen "ondiep water gebieden" voor. Dit zijn de gebieden met diepten tussen NAP -2 m en NAP -5 m.

Algemene tendenzen

In Huijs (1996) wordt gesteld dat de geuluitbreiding in het hoofdgeulensysteem in de periode 61/71 vooral ten koste is gegaan van het aangrenzende ondiepwatergebied

(steilere geulwanden dus). Na 1971 is het oppervlak van het hoofdgeulensysteem uitgebreid ten koste van de nevengebieden.

Een uitbreiding van het plaatgebied heeft hoofdzakelijk plaatsgevonden in de periode 61/71 door het verdwijnen van de kortsluitgeulen. De afname van de ondiepwaterzone in het nevengebied in die periode is vooral het gevolg van deze plaatuitbreiding. Na 1971 zijn aangroei van het slikareaal en uitbreiding van het hoofdgeulensysteem, de oorzaak van de vermindering van het ondiep water areaal.

In de periode 1970-1975 is de vaargeul naar de haven van Antwerpen verdiept. Er is vooral veel baggerwerk uitgevoerd in het oostelijk deel van het estuarium op de zogenaamde drempels in de Westerschelde. Daardoor ontstond één doorlopende vaargeul, die naderhand door middel van onderhoudsbaggerwerk constant op diepte is gehouden (zie verder).

Specifieke ontwikkelingen

In sommige van de geraadpleegde referenties wordt het studiegebied opgesplitst in een viertal gebieden, te weten:

- Oostelijke deel; Drempel van Bath, Valkenisse-gebied, drempel van Hansweert, plaat van Ossensisse;
- Midden deel; Gat van Ossensisse, Middelgat, Molenplaat, Rug van Baarland en Zuid-Everingen;
- Westelijk deel-oost; Everingen, Pas van Terneuzen, Middelpaats-complex, Plaat van Baarland;
- Westelijk deel-west; Schaar van de Spijkerplaat, de Honte, Hooge Platen, Lage Springer.

In het oostelijke deel neemt vanaf 1971 de hoofdgeul sterk in omvang toe. Dit gaat gepaard met een afname van het nevengebied. Vooral het geulareaal in de nevengebieden is sterk afgenomen. Dit hangt samen met de aanvang van de grootschalige verdieping van de drempels van Valkenisse en Hansweert en de stort van baggerspecie in de nevengeulen (hier wordt op teruggekomen).

Het vloedvolume dat het Land van Saeftinge binnenkomt is sinds het begin van de 20e eeuw vrijwel lineair afgenomen van circa 60 Mm³ in 1900 naar minder dan 10 Mm³ in 1995. Allersma (1992) wijdt dit aan de storting van baggerspecie langs de zuidelijke geulwand van het Zuidergat. Volgens Pieters (1993) zijn er drempels ontstaan in de monding van de geulen die dit gebied vullen en ledigen, wellicht mede als gevolg van de zuidwaartse migratie van het Zuidergat. Het risico bestaat dat hierdoor het Land van Saeftinge steeds minder wordt overstroomd en steeds minder als sedimentatie-gebied zal kunnen functioneren. Mede om die reden wordt er vanaf 1998 geen baggerspecie meer gestort langs de zuidelijke geulwand van het Zuidergat.

In het middengedeelte is het hoofdgeulensysteem in omvang toegenomen. Deze uitbreiding van het geulareaal in de hoofdgeul gaat hoofdzakelijk ten koste van het westelijke nevengebied en het "eigen" ondiep water gebied. Het plaatoppervlak in het nevengebied is voor 1971 uitgebreid. Na 1971 is de omvang van het geulareaal en later het ondiep water gebied in het nevengebied weer toegenomen.

Het geulvolume in het westelijk deel-oost van het Everingen en de Pas van Terneuzen breidt vanaf 1955 tot 1994 fors uit. Vanaf 1960 neemt de kortsluitgeul tussen de Pas van Terneuzen en de Schaar van de Spijkerplaat sterk in omvang toe. Zowel het hoofdgeulensysteem als het nevengebied is in omvang toegenomen. In het nevengebied is het geulareaal sterk toegenomen. Deze toename heeft volledig voor 1971 plaatsgevonden.

In de periode 82/94 vindt opnieuw forse uitbreiding van het geulareaal plaats door de uitbocht van de kortsluitingsgeul naar het noorden. Deze uitbocht is het gevolg van de wisselwerking met de zuidelijke tak van de Schaar van de Spijkerplaat.

In het westelijke deel-west is vooral de ontwikkeling van de Schaar van de Spijkerplaat als verbinding tussen de monding en de Pas van Terneuzen opvallend. Dit gaat ten koste van de Honte. De Honte is de enige hoofdgeul in het estuarium waarvan het geulareaal is verminderd.

In zijn algemeenheid kan gesteld worden dat de morfologie de laatste decennia in het oostelijk deel van de Westerschelde is gefixeerd door bagger, stort, en zandwinningsactiviteiten. De natuurlijke dynamiek in het westelijk deel is groter.

Bagger-, stort- en zandwinningsgegevens

In het Westerschelde estuarium wordt gebaggerd omdat de scheepvaart grotere en vooral diepere geulprofielen nodig heeft dan het systeem zelf kan onderhouden. De toename van de baggeromvang wordt primair veroorzaakt door de steeds grotere vaardiepten die worden gewenst. Binnen het estuarium vinden de meest intensieve bagger- en stortactiviteiten plaats in het oostelijke deel van de Westerschelde tussen Hansweert en de Belgische grens (Pieters, 1993).

Een overzicht van de bagger-, stort- en zandwinlocaties in de periode 1981 - 1996 wordt gegeven in achtereenvolgens de figuren 2.3, 2.4 en 2.5.

Er wordt vooral gebaggerd op de zogenoemde drempels, de ondiepste delen van de geulen in de overgangen tussen de bochten. Op deze plaatsen volgen de bedvormende eb- en vloedstromen niet helemaal dezelfde baan waardoor een breder maar ondieper profiel ontstaat. Tevens wordt gebaggerd, maar in kleinere omvang, langs plaatranden waar die te ver opdringen naar de hoofdgeul.

In de periode van 1965 tot 1970 werd circa 5 miljoen m³ per jaar gebaggerd, waarvan ruim de helft bij Bath en de rest voornamelijk op de drempels van Hansweert en Valkenisse.

In de periode van 1970 tot 1975 is een verdieping van de vaargeul tot stand gebracht. Daarna bedroeg de baggeromvang in het oostelijke deel circa 10 miljoen m³ per jaar.

Het gebaggerde zand wordt op een drietal manieren gestort, te weten:

- in de nevengeulen, ook bedoeld om daarmee meer water door de hoofdgeul te sturen;
- in de buitenbochten van de hoofdgeul, ook bedoeld om verdere bochterosie (en afkalving van de oever) tegen te gaan;
- op westelijker gelegen locaties, wat niet meer in het oostelijke deel kan worden geborgen (dit is dus een "exporterende" transportrichting).

In de praktijk wordt al sinds de tweede helft van de zeventiger jaren nog maar 20% van het totaal in de als stortlocatie oorspronkelijk meest effectieve nevengeulen gestort, terwijl 40 à 50% wordt teruggestort in dezelfde hoofdgeul, waaruit wordt gebaggerd. De overige 30 à 40% wordt vanuit het oostelijke deel naar het middendeel gebracht en ook daar in de hoofdgeul, het Gat van Ossensisse, gestort.

De belangrijkste stortlocaties in de nevengeulen in het oostelijk deel, de Schaar van Waarde en Schaar van de Noord, bleken maar een zeer beperkte bergingscapaciteit te hebben. Deze capaciteit werd al snel bereikt na de verdieping van de vaargeul in het begin van de zeventiger jaren. Wanneer de geulen weer voldoende zijn ontruimd door erosie of zandwinning kunnen opnieuw enkele miljoenen m³ worden gestort.

Omdat de nevengeulen in het oostelijke deel vrijwel vol zijn, wordt sinds 1977 gemiddeld per jaar ruim 4 miljoen m³ baggerspecie gestort op de stortplaatsen in de hoofdgeul het Zuidergat langs het Land van Saeftinge. Het terugstorten in de hoofdgeul is inefficiënt. Voorspeld wordt dat het gestorte sediment binnen enkele getijden weer op de nabij gelegen baggerlocaties terug te vinden is. Ook de buitenbochtersie blijkt niet volgens de bedoeling door deze stortingen tot stilstand te zijn gebracht. Uit nader onderzoek bleek geen vertragende werking van de stortingen aantoonbaar. In het middendeel van de Westerschelde wordt jaarlijks ongeveer 3 miljoen m³ baggerspecie uit het oostelijke deel eveneens in de hoofdgeul gestort. Ook hier is het nevensdoel het voorkomen van buitenbochtersie.

Naast het terugstorten van de baggerspecie wordt in de Westerschelde ook zand gewonnen. Uit de vaargeulverdieping kwam tenminste rond 50 miljoen m³ zand vrij. Dit "relatieve overschot" van zand binnen het systeem wordt geleidelijk afgebouwd door de zandwinning, hetgeen in het begin van de jaren negentig voor ruim de helft is gebeurd. Als na het wegwerken van het "relatieve overschot" wordt doorgegaan met zandwinning, ontstaan, naast het kunstmatig onderhouden "zandtekorten" in de hoofdvaargeulen, ook elders in het systeem weer substantiële tekorten. Het systeem zal dan, zoals in de zestiger jaren, weer zand kunnen gaan importeren uit het mondingsgebied, wat daar op de langere duur kan leiden tot kusterosie.

Per saldo heeft het oostelijke deel op dit moment een "zandtekort" ten opzichte van 1970 van rond 50 miljoen m³, gevormd door de verruiming van 50 à 60 miljoen m³ onder laagwaterniveau en sedimentatie van 5 à 10 miljoen m³ in het intergetijdegebied. Het middendeel heeft een overschot van 10 miljoen m³ ten opzicht van 1970. Het werd opgebouwd door het storten van 30 miljoen m³ zand uit het oostelijke deel, waarvan 10 miljoen m³ naar het westelijke en 10 miljoen m³ naar het oostelijke deel werd teruggetransporteerd (Pieters, 1993). In deze beschouwing wordt geen rekening met de effecten van veranderingen in de interne en externe dominantie - van nature of als gevolg van het uitgevoerde baggerwerk op de drempels - op de werkelijke "zandtekorten" of "overschotten".

Overige constatering

Pieters (1993): Het slibgehalte in het water van de Westerschelde is in de loop van de tijd toegenomen. Dit kan verband houden met het gegeven dat de meeste natuurlijke sedimentatiegebieden inmiddels zijn ingepolderd en er ook in het grootst overgebleven laterale overstromingsgebied, het Land van Saeftinge, een lineair doorgaande trend van afnemende overstroming (in termen van vloedvolumina) plaatsvindt.

Verbeek e.a. (1998): Het sedimenttransport vanaf de platen naar de geulen is in de Westerschelde gering. Dit heeft te maken met de relatief ondergeschikte rol van golven op het zandtransport in de Westerschelde. Omdat de golven relatief laag zijn ontstaan er slechts geringe golfgedreven stromingen over de platen. Dit is wezenlijk anders dan bijvoorbeeld op de buitendeltas langs de Waddenzee.

Volgens Allersma (1992) bestaat er voor de Westerschelde geen directe relatie tussen de netto stromingen en de netto sedimenttransporten. Resulterende sedimenttransporten



worden in hoge mate bepaald door tweede-orde verschijnselen, zoals asymmetrie in het horizontale en verticale getij en secundaire stromingen door dichtheidsverschillen, massatraagheid en bodemwrijving.

Uit een analyse van 35 bodemmonsters in de geulen ten oosten van Hansweert blijkt dat de mediane korrelgrootte D_{50} gemiddeld 0,220 mm bedraagt (Allersma, 1992).

3 Op zoek naar de samenhang

In dit hoofdstuk wordt geprobeerd om enige samenhang te zoeken tussen de verschillende grootheden, gegevens en inzichten uit hoofdstuk 2. Het vormt daarmee de basis voor het doen van aanbevelingen voor het uit te voeren onderzoek in de tweede fase van deze studie (hoofdstukken 5 tot en met 7).

Het estuarium als sedimentatiebekken

Het Noordzee-getij voor de monding van de Westerschelde is asymmetrisch als gevolg van een complexe interactie tussen verschillende getijcomponenten (zie bv. Wang e.a., 1999 en Gerritsen e.a., 1999). Als gevolg van deze getijasymmetrie, waardoor de maximale vloedsnelheden groter zijn dan de maximale ebsnelheden, treedt zandimport op in het estuarium. Bovendien is er sprake van laterale overstromingsgebieden (waarvan inmiddels alleen het Land van Saeftinghe over is) die fijn sediment uit het water afvangen. Als gevolg van de sedimentafvang in de sedimentatiegebieden (de natuurlijke opeenvolging van platen, slikken, en schorren) neemt de totale komberging in de tijd af. Daardoor neemt het vloedvolume af, met als gevolg dat de stroomvoerende geulen feitelijk "te ruim" zijn. Omdat er sprake is van zandimport, vernauwen de geulen dan evenzeer, met als gevolg dat in theorie een estuarium zich volledig kan opvullen.

Zoals beschreven in hoofdstuk 2 verplaatst de top van de binnenkomende getijgolf zich sneller dan het dal. De voortplantingssnelheid is immers evenredig met de wortel uit de diepte, en vloed treedt op bij hogere waterstanden en dus grotere waterdiepten. Dit leidt tot een asymmetrie in de getijgolf, waarbij de rijzingsduur korter is dan de dalingsduur. Ook dit leidt tot een import van (fijn) sediment vanaf het mondingsgebied. Als gevolg van de natuurlijke verondieping kan voornoemde getijasymmetrie toenemen (de invloed van de diepte op de getijgolfvoortplantingssnelheid wordt relatief groter), waardoor een zichzelf versterkend proces ontstaat. Ook dit suggereert dat het estuarium zich volledig zal willen opvullen.

Er is in de Westerschelde sprake van nog een derde mechanisme dat een toenemende opvulling van het estuarium nastreeft: het uitgevoerde baggerwerk. Als gevolg van het baggerwerk in het hoofdgeulensysteem is de interne getijdominantie toegenomen ten opzichte van de externe getijdominantie. De achtergebleven geulen in de nevengebieden verzanden daardoor, met als gevolg dat ook de platen, waar deze geulen doorheen sneden, in hoogte kunnen toenemen. Er ontstaat dus een toenemende sedimentafvangcapaciteit in de gebieden buiten de gebaggerde hoofdgeul. Een dergelijke situatie heeft zich bijvoorbeeld voorgedaan in het estuarium van de rivier de Seine (Avoine, e.a., 1981).

Sediment-import tegenwerkende mechanismen

Tegenover bovenstaand "zand-pomp" principe staan een aantal dempende mechanismen.

In de eerste plaats de relatieve zeespiegelstijging, die weliswaar niet zozeer de sedimentimport doet afnemen (in tegendeel zelfs), maar die er wel voor kan zorgen dat de waterdiepte toeneemt (bij onvoldoende "verticaal meegroeien" van het estuarium). Gegeven de snelheid van relatieve zeespiegelstijging in de afgelopen eeuw (circa 20 cm/eeuw) is dit dempende mechanisme vermoedelijk niet in staat om de natuurlijke

zandimport volledig te compenseren. Niet bekend is hoe een eventuele versnelde zeespiegelstijging (tot bijvoorbeeld 85 cm in de komende eeuw) uitwerkt.

In de tweede plaats is er ook bovenafvoer van de Schelde. Dit zorgt voor een naar zee gerichte restsnelheid in de orde van enkele cm/s. Op de zandimport heeft dit vermoedelijk weinig effect, totdat het estuarium zo zou zijn opgevuld dat er feitelijk sprake is van een (getij-) rivier.

In de derde plaats kan er in de monding onvoldoende zand beschikbaar zijn om in de richting van het estuarium te worden verplaatst.

Ten vierde kunnen menselijke ingrepen de natuurlijke zandimport tegenwerken. In de Westerschelde wordt immers gebaggerd in de vaargeul, waardoor de natuurlijke verondieping meer dan teniet wordt gedaan. Bovendien is en wordt er gestort in de nevengebieden waar juist de grootste zandafvang plaatsvond. Het gevolg van dit laatste is dat de zandhonger al op kunstmatige wijze wordt gestild en er dus niet meer van nature sedimentatie optreedt. Ook wordt er kunstmatig door de gevolgde bagger- en stortstrategie, zand van oost naar west verplaatst, dus in tegengestelde richting als de natuurlijke zandimport.

In de vijfde plaats kunnen morfologische veranderingen in een natuurlijk systeem ook leiden tot een grotere getijsymmetrie, waardoor de zandimport juist weer afneemt. Dit is bijvoorbeeld geconstateerd in het Marsdiep-bekken (Ligtenberg, 1998). De grote zandimport die daar na de afsluiting van de Zuiderzee in 1932 heeft plaatsgevonden is min of meer asymptotisch naar thans marginale waarden afgenomen.

Het zesde mogelijk zandimport-dempende mechanisme heeft eveneens te maken met de getijgolfvoortplanting in het estuarium. Platen in het estuarium en het uitgevoerde baggerwerk spelen daarbij een belangrijke rol. Als gevolg van de bagger- en stortactiviteiten zijn vooral de platen gefixeerd geraakt. Het volume van de kortsluitgeulen is hierdoor afgenomen. Het waren voorheen deze kortsluitgeulen die dwars door de platen migreerden en daardoor de opbouw van de platen (in verticale zin) limiteerden. Bij hogere platen en meer plaatareaal (mede als gevolg van het storten van baggerspecie in deze gebieden) treedt het tijdstip van maximale vloedsnelheden later op in de (verticale) getijcyclus. Dit komt omdat er meer plaatareaal moet vollopen en omdat het langer duurt voordat de hogere plaatarealen vollopen. Voor de Westerschelde betekent dit dat de maximale vloedstroom optreedt bij hogere waterstanden. Hierdoor nemen de maximale vloedsnelheden dus per saldo af en dientengevolge neemt ook de zandimport af (Van de Berg, e.a., 1996).

Iets soortgelijks kan ook optreden tijdens de eb fase. Als gevolg van het kunstmatig verdiepen van de natuurlijke drempels ten behoeve van de vaargeul, neemt de "weerstand" voor de uitgaande ebstroming af. Daardoor zal het tijdstip van de maximale ebstroom iets vervroegen en dichterbij de buurt van het moment van laagste waterstand kunnen optreden. De stroomsnelheden nemen dan diepte-gemiddeld (in de geulsecties aanliggend aan de gebaggerde drempels) juist toe, met als gevolg een toename van het naar buiten gerichte zandtransport. Dit, in combinatie met de faseverschuiving van de vloedstroom (ten opzichte van het verticale getij), leidt dus tot minder zandimport. Of, in andere woorden: het getij wordt minder asymmetrisch.

De in de zeventiger jaren uitgevoerde vaargeulverdieping (met totaal ongeveer 50 Mm³) en het daarna uitgevoerde onderhoudsbaggerwerk (van orde 10 Mm³/j) heeft dus grote gevolgen gehad voor de zandbalans van vooral het oostelijke en het middendeel van de

Westerschelde. De zandimport is vermoedelijk afgenomen. Hoeveel precies valt op basis van de beschikbare ladingen niet aan te geven. Evenmin dus of thans de zandimport tot nul is gereduceerd (waarvan in sommige referenties melding wordt gemaakt).

Het zoeken naar een evenwicht

De stroming door een bepaald punt, of een bepaalde geuldoorsnede, leidt tot een bodemschuifspanning, die vervolgens leidt tot bodemtransport en opwoeling van bodemmateriaal (suspensief transport). Het stroomvoerend vermogen van een punt, of geuldoorsnede (vergelijking 2), zal een evenwicht nastreven met de maatgevende bodemschuifspanning. Het theoretisch concept gaat ervan uit dat de maximale getijstroomsnelheden die tijdens een springtij optreden bepalend zijn voor de door de geul nagestreefde dwarsdoorsnede. Veel van de empirisch afgeleide relaties tussen A_c en het getijvolume gelden voor de situatie onder springtij condities.

Als op een punt of in een geuldoorsnede de maatgevende bodemschuifspanning groter is dan het stroomvoerende vermogen, dan zal erosie optreden (de "h" uit vergelijking 2 neemt toe en daardoor de waarde van W_k). Andersom zal bij een te lage waarde voor de bodemschuifspanning verondieping optreden. De vergelijking van maatgevende bodemschuifspanning met stroomvoerend vermogen is een soort "energetische vergelijking" die inzicht kan verschaffen in morfologische veranderingen. De methode richt zich puur op de instantane (onder maximale stroomsnelheden) en lokale bodemschuifspanningen. Het negeert daardoor eventuele naijlingseffecten, zowel ruimtelijk als temporeel. Voor de huidige studie, die vooral verkennend van aard is, lijkt dit geen probleem.

In hoofdstuk 4 zullen dan ook aanbevelingen worden gedaan om deze parameters met een 2DH stroommodel in kaart te brengen.

Andere relaties?

Uit hoofdstuk 2 bleek dat naast de term "stroomvoerend vermogen", ook een aantal andere grootheden van belang worden geacht voor de morfologische ontwikkelingen in een estuarium zoals de Westerschelde. Het betreft de volgende parameters:

1. Getijgemiddelde stroomsnelheden, reststroming, of residuele stroming (in m/s). Het voordeel van het visualiseren van deze parameter is dat het direct zicht geeft op de ruimtelijke verdeling van eventuele getijdominantie. Indien de reststroom gericht is in de vloedstroomrichting is sprake van vloed-dominantie; omgekeerd geldt dat een reststroom in ebrichting eb-dominantie voorstaat. Het berekenen van een reststroom betekent dat de getijcyclus "sluitend" dient te zijn. Om de "sluitfout" minimaal te houden wordt soms gemiddeld over het getij van (vloed-) stroomkentering tot de daarop volgende (vloed-) stroomkentering. Een andere aanpak om de sluitfout te minimaliseren is om over een volledige springtij-doodtij cyclus te middelen. Ook wordt soms wel door middel van een Fourier-analyse het getij cyclisch *gemaakt*.

Ruimtelijke gradiënten in het reststroombeeld *kunnen* een indicatie geven van morfologische ontwikkelingen. Dit hoeft echter niet per sé het geval te zijn.

2. Vloedvolume, ebvolume en totaal getijvolume door een aantal raaien (in m³/getij) . Ook nu geeft dit de richting aan van de eventuele getijdominantie. Per raai kan vervolgens de mate van getijdominantie (vergelijking 8) worden uitgerekend. Het is in deze studie vooral van belang om het aanwezig zijn van interne en externe getij-

- dominantie zichtbaar te maken. Ook hier is het van belang om per raai voldoende aandacht te besteden aan het sluitend zijn van de getijkromme (zie voorgaand punt).
3. Maximaal snelheidsveld (in m/s vloed of -eb). Informatie over de maximale snelheden in het studiegebied is nodig om de maatgevende bodemschuifspanning uit te kunnen rekenen (ten behoeve van een vergelijking met het stroomvoerend vermogen). Tevens verschaft het inzicht in de getijasymmetrie in het horizontale getij, waarvan verwacht wordt dat het maatgevend is voor de import van grof sediment.
 4. Rijzingsduur en dalingsduur (in minuten) in het studiegebied. Ook dit is een maat voor de asymmetrie in het horizontale getij, waarvan verwacht wordt dat deze maatgevend is voor de netto transporten van fijn (suspensief) materiaal.

Aanvullend kunnen de volgende parameters in dit onderzoek worden betrokken:

5. Resttransporten. Uit de berekende snelheidsvelden kunnen ook transportvelden worden berekend. Toepassing van de Engelund-Hansen transportformule lijkt daarvoor het meest geschikt (Van den Berg, 1987). Via middeling over de getijcyclus (met aandacht voor het minimaliseren van de "sluitfout") volgen de getij-gemiddelde resttransporten. In eerste instantie is het interessant om het beeld van de resttransporten te vergelijken met dat van de reststromingen. Vooral in die gevallen waar duidelijk een verschil in de richting van de resttransporten en de reststromingen aanwezig is, zal de vertaalslag "getijdominantie" naar morfologie, met extra zorg moeten worden gemaakt.
6. Raai- en vakgemiddelde resttransporten. De raai-gemiddelde resttransporten geeft een indruk in de ruimtelijke verplaatsing van sediment. Vakgemiddelde resttransporten impliceren netto aanzanding dan wel erosie per kuberingsvak. Dit is een rechtstreekse maat voor de grootschalige ontwikkelingen in de zandbalans..

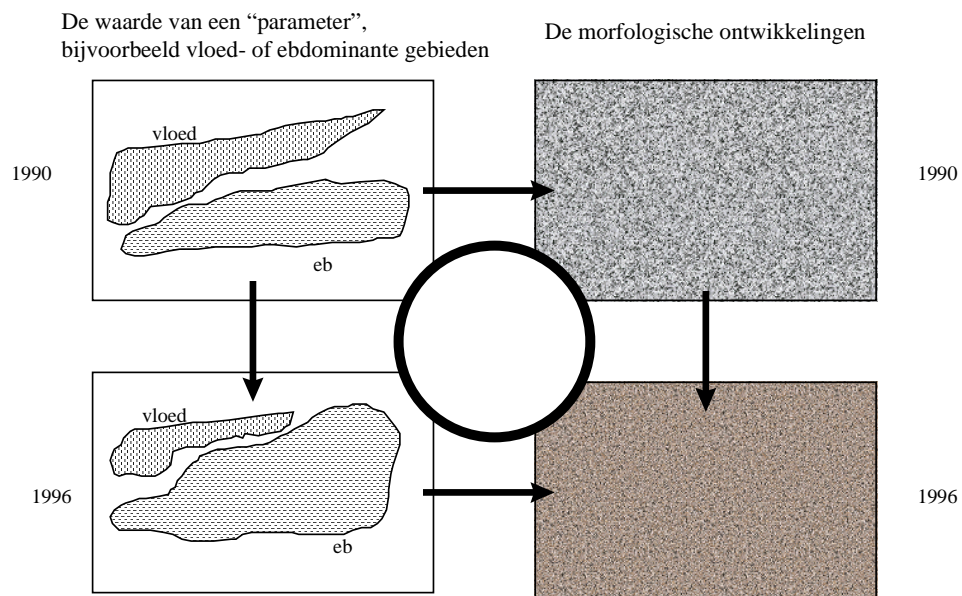
Het vinden van de samenhang tussen de hierboven genoemde grootheden zal vooral verkennend van aard zijn. In hoofdstuk 4 worden aanbevelingen gedaan voor de daarbij te volgen werkprocedure.

4 Voorstel voor een nadere uitwerking

In dit onderzoek gaat het erom om veranderingen in de waarde van een bepaalde parameter te relateren aan waargenomen morfologische ontwikkelingen. Het algemene werkproces is daarbij als volgt:

- Voor een tweetal bodems van de Westerschelde worden getijberekeningen gemaakt. Bijvoorbeeld 1990 en 1996;
- Via een nabewerking worden de verschillende parameters uit hoofdstuk 3 voor beide bodems uitgerekend. Dit kan puntinformatie zijn (dus in ieder rekenpunt van het getijmodel), dan wel informatie per raai of per vak.
- De veranderingen in de waarde van de verschillende parameters worden in kaart gebracht. Zo kan bijvoorbeeld het stroomvoerend vermogen van een bepaalde geulsectie in de periode 1990-1996 blijken toe te nemen, terwijl bovendien de maatgevende bodemschuifspanning in die periode is toegenomen.
- Parallel hieraan kunnen de waargenomen morfologische ontwikkelingen nader worden beschreven. Zo kan bijvoorbeeld worden aangegeven dat de natte doorsnede van een geul is toegenomen in de periode 1990-1996. Het is van belang om hierbij rekening te houden met het effect van de uitgevoerde bagger- en stortactiviteiten in het betreffende gebied.
- De verkenning bestaat nu uit het zoeken naar verbanden tussen de ontwikkelingen in de betreffende parameter en de waargenomen morfologische ontwikkeling.

In onderstaande schets wordt bovenstaande werkwijze toegelicht. De cirkel geeft het "zoekgebied" aan waarin dit onderzoek zich zal afspelen.



In hoofdstuk 3 werden twee invalshoeken voor het vervolgonderzoek aangegeven:

1. Vergelijking van het stroomvoerend vermogen met de maatgevende bodemschuifspanningen; en
2. Verkenning van de mogelijke verbanden tussen een aantal parameters onderling en in relatie tot de waargenomen morfologische ontwikkelingen.

Ad 1 Lokale evenwichtsbenadering (evenwichtsvermogen)

Getijberekeningen worden gemaakt voor een springtij en een doottij. Vervolgens wordt in elk rekenpunt de maximale getijstroomsnelheid berekend en de daarbij horende helling in het waterstandsvlak. Problemen met betrekking tot het niet volledig cyclisch zijn van het getij doen zich hierbij niet voor. De maximale stroomsnelheden kunnen zowel in vloed- als in ebstroomrichting zijn en kunnen dan ook ruimtelijk variëren. Vervolgens wordt op elk rekenpunt berekend:

- a) de unit streampower ω uit de bodemschuifspanning $\rho g u_{\max}^2 / C^2$ vermenigvuldigd met de maximale stroomsnelheid (met als eenheid W/m^2);
- b) het stroomvoerend vermogen uit $\rho g i^{1.5} h^{5/3} / n$ (met als eenheid W/m^2). Vergelijking (2) wordt dus niet over de breedte van het estuarium gemiddeld. In dit onderzoek wordt naar uitkomsten per (reken-) punt gekeken. De waarde van "i" volgt uit het getijmodel (door de waarde te nemen op ieder rekenpunt op het tijdstip met maximale stroomsnelheid);
- c) Het quotiënt van de unit streampower en het stroomvoerend vermogen (a / b , dimensieloos).

Met een lokale Chézy benadering levert het quotiënt c): $\omega/w_k = u/C(h)$. En dat is nu net weer een lokale evenwichtsrelatie volgens Chézy, waarbij convectieve en diffusieve termen worden uitgesloten. Er is in zo'n geval dus evenwicht tussen bodemwrijving en aandrijving door verhang. De term ω/w_k is dus in feite een maat voor de afwijking van de stroming ten opzichte van lokaal evenwicht. De waarde voor deze parameter zou theoretisch 1 moeten zijn en als zodanig kan de afwijking hiervan dus ook gezien worden als een maat voor de morfologische activiteit.

Het is op dit moment nog de vraag of dit concept ook opgaat voor een complex waterloopkundig systeem als het estuarium van de Westerschelde. Dit is één van de belangrijke verkenningen van dit onderzoek.

Het bovenstaande wordt gedaan voor de 1990- en de 1996-bodem. Zou een grotere tijdsperiode tussen de beide modelbodems worden gekozen, dan zou de analyse te veel verstoord kunnen worden door allerlei ontwikkelingen die zich in die tijdsperiode eveneens hebben voorgedaan (zoals relatief veel bagger-, stort- en zandwinningsactiviteiten).

Het is de bedoeling om de bovenstaande parameters voor het hele modelgebied uit te rekenen. Vervolgens kan een deelgebied worden geselecteerd, waarin significante veranderingen in de waarde van de beide parameters of hun onderlinge verhouding, optreden.

Ad 2 Getijdominantie en andere parameters

Een getijberekening zal worden gemaakt voor een volledige doottij - springtij cyclus (14 dagen) voor de modelbodems van 1990 en 1996. Vervolgens worden de volgende parameters berekend:

- De reststroming (in m/s);
- Het resttransport (in m^3/s , of in $m^3/getij$) berekend met de Engelund-Hansen transportformule. Dit kan worden vergeleken met de restsnelheden (qua richtingen);
- Het vloedvolume en ebvolume (in $m^3/getij$) door een aantal nader te kiezen raaien in het eerder gekozen deelgebied (ter indicatie: de raaien zullen op ongeveer 1 km onderlinge afstand "dwars" over het estuarium worden gelegd);



- De maximale stroomsnelheden (in m/s vloed- of eb-gericht);
- De rijzingsduur en dalingsduur (in minuten).
- De mate van getijdominantie (dimensieloos) volgens vergelijking 8 voor elk van de gekozen raaien. Deze waarden die volgen uit het stroommodel kunnen grafisch worden afgezet tegen de gemeten geuldoorsnede onder NAP (in navolging van het werk van Van Kleef, 1995);
- De efficiëntie van de stroomgeulen volgens vergelijking 4;

Tenzij anders aangegeven betreft dit allemaal veldgegevens, die beschikbaar komen op alle rekenpunten van het getijmodel. Bij de visualisatie en de latere interpretatie van deze berekeningsresultaten wordt het accent gelegd op een nader gekozen deelgebied.

5 Getijberekeningen

5.1 Inleiding

In de vorige hoofdstukken zijn een aantal parameters genoemd, die een maat (kunnen) zijn voor de morfologische ontwikkelingen in de Westerschelde. Om een beeld te krijgen van de grootte van deze grootheden, is gebruik gemaakt van het SCALWEST model. Dit model van de Westerschelde draait onder WAQUA, een programma dat de 2DH-ondiep water vergelijkingen oplost op een kromlijinig rekenrooster. Dit model is onderdeel van een hele serie modellen van Rijkswaterstaat die van grof naar fijn de zuidelijke Noordzee tot detailgebieden als de Westerschelde omvat. Het rekenrooster omvat het gebied van de Schelde met zijn zijrivieren tot de monding van de Westerschelde (de lijn Zeebrugge, Vlake van Raan tot ongeveer 4 km uit de kust bij Westkapelle). De fijnste resolutie in het gebied waarnaar hier zal worden gekeken is 35 meter, het grofste is ongeveer 130 m (Alkyon, 1997). Dit model is afgeregeld op waterstanden (Jansen, 1998) en is verder niet door ons aangepast.

5.2 Schematisaties en simulaties

Zoals in hoofdstuk 4 is geschreven, is ervoor gekozen om te kijken naar twee situaties, de bodemligging van 1990 en 1996. Deze zijn toegeleverd door RIKZ Middelburg en worden voor het "middendeel" van het studiegebied getoond in figuur 5.1 en 5.2.

In figuur 5.3a is het verschil tussen deze twee bodems te zien. Hierin is niet een duidelijk patroon van erosie en sedimentatie te herkennen. Ook de bagger- en stortlokaties zijn moeilijk te herkennen. Figuur 5.3b laat hetzelfde verschil in de modelbodems zien, maar nu met andere kleurschalen: alleen bodemveranderingen groter dan 2,5 m staan aangegeven (gemiddeld over de periode 1990-1996 is dat ongeveer 35 cm/j).

De kortsluitgeul Zuid-Everingen migreert in westwaartse richting (figuur 5.3b). Een dergelijke migratie is minder duidelijk voor het verder naar het oosten gelegen Straatje van Willem. Deze geul lijkt vooral te verondiepen ten kosten van de aan weerszijden gelegen platen. Tenslotte blijkt ook de Schaar van Ossensisse te verondiepen.

De bodemveranderingen in de vaargeul is gering (figuur 5.3b) als gevolg van het in de periode 1990 - 1996 uitgevoerde baggerwerk.

Bij Ossensisse, in de Overloop van Hansweert, is sprake van de vorming van een relatief diepe put, nabij het uiteinde van een krib.

Als randvoorwaarde voor het getijmodel was de voorkeur gevallen op een springtij van 1993, als een jaar dat centraal ligt tussen de twee bodemschematisaties. Uit praktische overwegingen is echter een springtij in juni 1995 gekozen. Die maand was oorspronkelijk gebruikt om het model mee af te regelen (Jansen, 1998), zodat de randvoorwaarden snel beschikbaar konden worden gesteld. Ten opzichte van de 18,6 jarige Saros-cyclus ligt 1990 een paar jaar na een minimum, terwijl 1996 vrijwel samenvalt met het maximum.

Aangezien voor een deel van de te berekenen grootheden gebruik moet worden gemaakt van een cyclisch getij is, om de sluitfout zo klein mogelijk te maken, een Fourier-analyse uitgevoerd op de randvoorwaarde voor een periode van 12,5 uur voor het gekozen spring- en doottij (respectievelijk 14 en 23 juni 1995). Met tien componenten wordt het signaal goed gereproduceerd. De nulde component (het gemiddelde zeeniveau) is op nul gezet. Dit resulteerde in een set model-randvoorwaarden waarmee

een cyclisch (dus repeterend over de getijperiode) getij wordt gesimuleerd. Daarmee kan eenduidig een maximale snelheid worden bepaald.

5.3 Overzicht van uitgevoerde berekeningen en nabeweringen

Zoals in de vorige paragraaf is genoemd, zullen er resultaten worden gepresenteerd voor de cyclische randvoorwaarden. Zowel de resultaten voor springtij als doottij worden gepresenteerd, waarbij elk model is gedraaid voor de bodem van 1990 en 1996.

In hoofdstuk 3 is er een onderscheid gemaakt tussen twee benaderingen. De eerste bestaat uit een vergelijking tussen de unit streampower en het stroomvoerend vermogen tijdens maximale eb- of vloedstroom (paragraaf 5.3.1). De tweede aanpak bestaat uit het zoeken naar verbanden tussen verschillende parameters die het getij beschrijven en de morfologische ontwikkelingen (paragraaf 5.3.2).

5.3.1 Parameters evenwichtsvermogen

De twee parameters die hierbij een rol spelen, zijn het stroomvoerend vermogen (W_k) en de unit streampower (ω). Het uitwerken van de definities in hoofdstuk 4 levert de volgende uitdrukkingen:

$$W_k = \frac{\rho g i^{1,5} h^{5/3}}{n} \quad [\text{W/m}^2] \quad (14)$$

$$\omega = \frac{\rho g |u|^3 n^2}{h^{1/3}} \quad [\text{W/m}^2] \quad (15)$$

met:

ρ dichtheid [kg/m^3]

g valversnelling [m/s^2]

i helling in de energiehoogte in de richting van de stroming, dalend positief

h waterdiepte [m]

n bodemruwheid (Manningwaarde)

$|u| = \sqrt{(u^2 + v^2)}$, absolute snelheid (lokaal maximale snelheid gedurende het getij) [m/s]

u, v componenten van de snelheid in x- en y-richting [m/s]

Behalve de helling in de energiehoogte zijn de verschillende waarden eenvoudig uit de modelresultaten te halen. De helling moet worden afgeleid uit de lokale helling in de waterstand en de snelheidshoogte uit de berekende snelheden volgens:

$$i = - \left(\frac{\partial \zeta}{\partial x} + \frac{1}{2g} \frac{\partial (|u|^2)}{\partial x}, \frac{\partial \zeta}{\partial y} + \frac{1}{2g} \frac{\partial (|u|^2)}{\partial y} \right) \cdot \frac{(u, v)}{|u|} \quad (16)$$

met:

ζ waterstand

De helling i - ruimtelijke variatie

In figuur 5.4 is voor een detailgebied het waterstandveld te zien voor een vast tijdstip voor de berekening met springtij en de bodem van 1990. Hieruit blijkt dat de berekeningen laten zien dat er niet sprake is van een "nette" getijgolf, die gelijkmatig over de breedte van het estuarium naar binnen en buiten loopt. Opgemerkt wordt dat de "rode" gebieden in figuur 5.4 droogvallende platen zijn, waar dus voor het weergegeven tijdstip geen waterstandsveld is.

In figuur 5.5 is nog verder ingezoomd, waarbij tevens de gradiënt van de waterstand (de helling i) is weergegeven. De vectoren in deze figuur zijn geplot op een schaal waarbij 1 cm vectorlengte overeenkomt met een helling in het waterstandsvlak van 0,25 mm/m, ofwel $25 \cdot 10^{-5}$. De richting van de vectoren geeft de richting aan van het waterstandsvlak (loodrecht op de iso-waterstandslijnen uit figuur 5.4). Uit figuur 5.5 blijkt des te meer dat het berekende momentane waterstandsvlak een in de ruimte grillig patroon vertoont. Een dergelijk grillig beeld werd ook elders in het modelgebied gevonden.

In figuur 5.6 is voor dezelfde berekening de gradiënt in het waterstandsveld te zien, op het moment waarop lokaal op ieder rekenpunt de grootste snelheid optreedt. In figuur 5.7 is de gradiënt in de snelheidshoogte ($u^2/2g$) te zien. Ook nu blijkt dat de verhangen in de snelheidshoogte vrijwel nergens in de richting van de stroming staan.

De gradiënt in de snelheidshoogte heeft de grootste component loodrecht op de snelheid. In de geulen stroomt het immers harder dan bovenop de platen, zodat de gradiënt in de snelheidshoogte richting geul wijst. De component in de richting van de snelheid blijkt ondergeschikt. De samengestelde gradiënten in het waterstandsvlak (als maat voor de potentiële energie) en snelheidshoogte (als maat voor de kinetische energie) geven dus niet een duidelijke helling, die bovendien negatief kunnen zijn (dat wil zeggen: een toenemende energiehoogte in de richting van de stroming!). Dit roept direct de vraag op of een lokale evenwichtsbenadering, waarbij convectieve en diffusieve termen uit de ondiep-water vergelijkingen worden verwaarloosd, wel een zinvolle benadering is. In tegenstelling tot bijvoorbeeld de stroming in rivieren, waar een evenwicht tussen de aandrijving door verhang (zwaartekracht) en bodemwrijving wordt nagestreefd, lijken in een estuarium als de Westerschelde toch vooral andere mechanismen het stroombeeld te bepalen (zoals traagheid, op- en afstroming van platen, enz.).

Vanwege het voorkomen van negatieve hellingen moet in de berekeningen een minimale helling worden gekozen, om te voorkomen dat bij het berekenen van het stroomvoerend vermogen de wortel uit een negatief getal wordt genomen. Als minimale waarde is daarom 10^{-6} genomen.

De helling i - variatie in de tijd

Hoewel de theorie uitgaat van de waarde van i ten tijde van de maximale eb- of vloodsnelheid, kan het kijken naar deze parameter niet los worden gezien van de tijdsafhankelijkheid. In figuur 5.8 is voor één punt ($X_{\text{Parijs}} = 54.014$ km, $Y_{\text{Parijs}} = 377.385$ km: een punt in het Gat van Ossensisse) het verloop van de helling in het waterstandsvlak als functie van de tijd weergegeven (middelste figuur).

Figuur 5.8 toont drie figuren: de bovenste geeft het tijdsverloop van de snelheid en de waterstand in voornoemd punt. De middelste figuur laat het tijdsverloop zien van de helling in het waterstandsveld, zoals dit met het getijmodel wordt berekend. De onderste figuur tenslotte, toont de berekende waarden van het stroomvoerend vermogen W_K , de streampower ω en het quotiënt van beiden: ω/W_K . Rondom het tijdstip van maximale vloodstroomsnelheden verloopt de helling i zeer sterk in de tijd. Dit vertaalt zich terug in het tijdsverloop van het stroomvoerend vermogen, waar de helling tot de

macht 1,5 in zit. Het gevolg hiervan is dat ook het quotiënt ωW_k zeer sterk in de tijd varieert, met de grootste variatie rondom het tijdstip van maximale stroomsnelheden.

In figuur 5.8 staan twee verticale standlijnen ingetekend: een groene en een oranje. De groene lijn geeft aan welke maximale (vloed-)snelheid resulteert als de stroomvelden uit het getijmodel elke tien minuten worden 'weggeschreven'; de oranje lijn doet hetzelfde, maar nu als de stroomgegevens elk half uur worden 'weggeschreven' (hetgeen niet ongebruikelijk is). Beide maximale snelheden zijn vrijwel gelijk (bovenste plot: circa 1,5 m/s) en behoren bij de vloedfase. Uit de onderste figuur blijkt echter dat, als gevolg van het steile verloop in de waarde van de helling i , zowel het stroomvoerend vermogen als de waarde van ωW_k , significant verschillen op beide standlijnen. De nauwkeurigheid van het bepalen van de maximale snelheid heeft dus een grote invloed op de waarde van het quotiënt.

Stroomvoerend vermogen en streampower

In figuren 5.9, 5.10 en 5.11 zijn voor dezelfde berekening de scalaire velden te zien voor ωW_k en het quotiënt zoals die dan worden berekend (de bijbehorende maximale snelheden zijn in figuur 5.15 te zien). Zoals te verwachten treedt de grootste streampower op in het hoofdgeulensysteem. Bovendien is het berekende beeld redelijk vloeiend van karakter. Dit geldt niet voor de ruimtelijke variaties in de berekende waarden voor het stroomvoerend vermogen (figuur 5.10). Op de drempel van Hansweert lijkt zich op het eerste gezicht een soort golfverschijnsel voor te doen; elders in het modelgebied is een dergelijk patroon niet gevonden. Of er een fysische verklaring voor dit verschijnsel kan worden gevonden wordt betwijfeld. Het "zebra-patroon" is vermoedelijk het directe gevolg van de ruimtelijke variaties in de helling i (figuur 5.6). Met de hierboven gegeven kanttekeningen bij het concept van de evenwichtsbenadering in gedachten, kan dit patroon dus een numeriek verschijnsel zijn, geïnitieerd door het gegeven dat de rekenstap groter is in de stroomrichting dan loodrecht daarop.

De ruimtelijke variatie in de waarde van ωW_k (figuur 5.11) geeft een beeld waar feitelijk geen structuur in te herkennen valt (afgezien van het eerdergenoemde "zebra-patroon" op de Drempel van Hansweert, waarvan de verklaring in het numerieke schema wordt gezocht). Aanvankelijk werd verwacht dat in stortgebieden (figuur 2.4), de waarde van ωW_k groter dan één zou zijn. Door de kunstmatige verondieping zou immers een hogere unit streampower optreden (onder de aanname dat het stroombeeld niet teveel uit balans zou worden gebracht) dan het stroomvoerend vermogen. Dit zou aanleiding zijn voor een lokale verdieping totdat weer een nagenoeg oorspronkelijke bodemligging zou worden verkregen. De rekenresultaten geven echter geen blijk van het optreden van een dergelijk gesimplificeerd gedrag.

Er zijn een aantal pogingen gedaan om de modeluitkomsten meer te laten aansluiten bij het oorspronkelijke verwachtingspatroon (zoals bijvoorbeeld waarden van ωW_k groter dan één in buitenbochten van het hoofdgeulensysteem). Al deze pogingen waren er op gericht om de berekende waarde van de helling i ruimtelijk dan wel in de tijd te middelen. De volgende pogingen zijn gedaan:

1. Het middelen van de waterstand over 10 minuten (middelen in de tijd: zie figuur 5.8);
2. Een som draaien met TRISULA in plaats van WAQUA (Opmerking: bij modelapplicaties in de Oosterschelde bleken beide programma's verschillen te geven nabij de overgang tussen ondiepe platen en hoofdgeulen.)
3. het berekenen van de helling over vier omliggende roosterpunten (ruimtelijk middelen: zie figuur 5.6).

Geen van de pogingen leidde tot een ander beeld. Als het ontbreken van enige structuur in figuur 5.11 het gevolg zou zijn van een ruis die in de oplossing aanwezig is, zou middeling over 10 minuten dit kunnen verkleinen. Ook het berekenen van de helling over meerdere punten zou dan een gladder verloop te zien moeten geven. Maar aangezien het verschijnsel zich afspeelt over meerdere roosterzellen, geeft een middeling over meerdere roosterzellen nog geen "net" beeld. Het nemen van de helling over meer dan vier punten geeft middelingen over droogvallende platen heen, wat ook niet een juiste methode is.

De laatste optie die nog is onderzocht betreft het opleggen van één grootschalig waterstandsverhang door het waterstandsverschil tussen de stations Vlissingen en Bath te delen door hun onderlinge afstand. Uit het model volgt dan voor het moment van maximale snelheid een grootschalig waterstandsverhang van $0,0332 \text{ mm/m}$ ($33,2 \cdot 10^{-5}$). Vervolgens is deze helling per rekenpunt geschaald met een factor $\alpha / \sqrt{h_{\text{lokaal}}}$. Hierin is α een evenredigheidsconstante (dimensie $\text{m}^{1/2}$), waarvoor hier de waarde 1 is aangehouden. De h_{lokaal} in deze factor is de waterdiepte op het betreffende rekenpunt. Met deze opschalingsfactor wordt geprobeerd om op een eenvoudige wijze rekenschap te geven aan het feit dat de waterstandshellingen boven ondiepe gebieden niet dezelfde zijn (namelijk groter) als boven diepe geulen. Er is immers op ondiepe gebieden voor de stroming meer weerstand te overwinnen (bodempwrijving), waardoor grotere hellingen ontstaan.

Bij deze aanpak zijn de nodige kritische kanttekeningen te maken. Zo ontstaat er ruimtelijk gezien een onrealistisch waterstandsvlak, omdat de hellingen niet ruimtelijk gecorrigeerd worden. De hellingen boven ondiepe gebieden hebben overal een grotere waarde dan die in de naastliggende geulen. Vertaald naar waterstanden levert dit over enige afstand de situatie op van grote waterstanden boven de platen en minder grote waterstanden in de geul direct daarnaast. Ondanks de beperkingen lijkt de aanpak met de geschaalde grootschalige helling fysisch juist dan het overal opleggen van de helling $33,2 \cdot 10^{-5}$.

Het verloop van het stroomvoerend vermogen met de geschaalde (factor $\alpha / \sqrt{h_{\text{lokaal}}}$) grootschalige helling wordt getoond in figuur 5.12. Opgemerkt wordt dat de unit streampower niet verandert: daarvoor geldt het patroon uit figuur 5.9. Zoals te verwachten is het ruimtelijke beeld van W_k aanzienlijk gelijkmatiger dan in figuur 5.10. Feitelijk reflecteert de berekende waarde van W_k nu de lokale waterdiepte.

Figuur 5.13 toont het ruimtelijk verloop van het quotiënt ωW_k , uitgaande van de grootschalig opgelegde helling i van $0,0332 \text{ mm/m}$, geschaald met de factor $\alpha / \sqrt{h_{\text{lokaal}}}$. In deze figuur is de blanco kleurklasse rondom de waarde 4 gelegd. Daarbij is uitgegaan van een gemiddelde geuldiepte van 16 m. Bij de berekening van W_k wordt nu, in tegenstelling tot de eerdere berekeningen, geschaald met de wortel uit de waterdiepte. Dit geeft dan in de geulen een opschaling met een factor 4.

Het ruimtelijk beeld van ωW_k is nu veel gelijkmatiger dan in figuur 5.11. Dit komt omdat het beeld bepaald wordt door het snelheidsveld en het diepteverloop die beiden redelijk gelijkmatig verlopen ($\omega W_k = \alpha u^3 n^3 / h^{5/4}$). Het grootste deel van het getoonde detailgebied geeft waarden voor ωW_k die verdieping van de bodem suggereren (de geel tot rode gebieden). Er zijn slechts enkele gebieden waar de berekende waarden van ωW_k verondieping suggereren (de blauwe gebieden).

Geconcludeerd moet worden dat ook de resultaten volgens deze benadering geen duidelijke overeenkomsten vertonen met de waargenomen bodemveranderingen (figuur 5.3). Deze benadering heeft ons inziens dan ook geen toegevoegde waarde bij het vergroten van het inzicht in de natuurlijke bodemdynamiek.

En de bodemruwheid?

In figuur 5.14 is de bodemruwheid (Manningwaarde) te zien, zoals die in het getijmodel is gebruikt. In het oostelijk en het westelijk deel van het detailgebied is als waarde $0,026 \text{ s/m}^{1/3}$ opgelegd, terwijl in het centrale deel een waarde $0,024 \text{ s/m}^{1/3}$ is opgelegd.

De ruimtelijke verschillen in de opgelegde Manningwaarde geven geen aanleiding tot significante ruimtelijke verschillen in de berekende waarden van het stroomvoerend vermogen of de streampower (of het quotiënt van beide). De variatie in de waterdiepte is daar overheersender voor.

5.3.2 Afgeleide parameters van het getij

De tweede benadering van dit onderzoek (zie hoofdstuk 4) is te kijken naar enkele grootheden die een maat zijn voor getijdominantie en getijasymmetrie. Hieronder worden de berekeningsresultaten gepresenteerd; een nadere bespreking ervan wordt gegeven in hoofdstuk 6.

Maximale snelheden

In figuur 5.15 en 5.16 zijn voor respectievelijk de 1990-bodem en de 1996-bodem, de maximale stroomsnelheden te zien voor springtij. Figuren 5.17 en 5.18 doen dit voor doottij. Weergegeven zijn dus de maximale snelheden die in elk rekenpunt gedurende de getijcyclus worden berekend. In sommige gebieden is de maximale stroomsnelheid in de ebrichting; in andere gebieden juist in de vloedrichting. Dit is in de figuren zichtbaar gemaakt door de maximale snelheden te "kleuren": in de rode gebieden is de maximale snelheid bepaald door de ebfase van het getij, in de blauwe gebieden door de vloedfase van het getij. Uit de figuren blijkt dat in het overgrote deel van het gebied de vloedfase bepalend is voor de maximale stroomsnelheden. De intensiteit van de kleuren geeft bovendien de grootte van de maximale snelheden aan: hoe donkerder de kleur, hoe groter de maximale snelheid. De hoogste snelheden treden (uiteraard) op tijdens springtij en kunnen oplopen tot maar liefst 2 m/s. Tijdens doottij zijn de maximale snelheden in de orde van 1 m/s.

Getijgemiddelde grootheden

De volgende serie figuren betreffen een aantal getijgemiddelde grootheden, telkens achtereenvolgens springtij, 1990 en 1996 en doottij, 1990 en 1996.

In figuren 5.19 tot en met 5.22 zijn de getijgemiddelde stroomsnelheden te zien (Euleriaans bepaalde restsnelheden). Ook in deze figuren is met kleurtinten aangegeven of de reststroom in de vloedrichting (blauw) dan wel in de ebrichting (rood) staat. Bovendien geeft de intensiteit van de kleuren de absolute grootte van de restsnelheid weer. Tijdens springtij worden maximale restsnelheden berekend groter dan 0,3 m/s; tijdens doottij is dit iets lager: maximaal 0,2 m/s.

De restsnelheden geven een ander beeld van de eb- en vloeddominantie dan de maximale snelheden in de figuren 5.16 tot en met 5.19. Grofweg lijkt het grootste deel van het detailgebied een eb-gedomineerde reststroom te hebben, terwijl de vloedstroom de grootste momentane snelheid geeft. Dit komt vooral omdat de duur van de ebfase langer is dan de duur van de vloedfase.

In figuren 5.23 tot en met 5.26 zijn de netto getijgemiddelde debieten (in $\text{m}^3/\text{m/s}$) te zien. Deze zijn berekend door in elk punt de momentane snelheid te vermenigvuldigen met de momentane waterdiepte (het effect van de waterstandsfluctuaties wordt dus meegenomen). In grote lijnen komt het patroon van de getijgemiddelde debietvelden overeen met die van de getijgemiddelde snelheden. Het effect van de waterstandsfluctuaties is dus relatief klein.

In figuren 5.27 tot en met 5.30 zijn de getijgemiddelde transporten te zien. Deze transporten zijn berekend met de formule van Engelund-Hansen (hoofdstuk 4). De verschillen met het getijgemiddelde debiet zijn iets duidelijker te zien, omdat hier de snelheid tot de vijfde macht wordt gebruikt. Deze macht 5 zou iets kleiner zijn als de aanbevolen werkwijze uit Van den Berg (1987) zou zijn gevolgd. Daarin wordt aanbevolen om de Nikuradse ruwheidslengte af te laten nemen bij toenemende stroomsnelheid. Het transport is dan evenredig met de snelheid tot een macht 3 à 4. Voor het huidige onderzoek maakt het echter weinig uit of met een macht 5 dan wel met een iets lagere macht wordt gerekend.

In de Overloop van Hansweert en het oostelijk deel van de Everingen zijn de berekende resttransporten duidelijk vloed-gedomineerd. In de kortsluitgeul Zuid-Everingen, en de hoofdgeulen Pas van Terneuzen en het Zuidergat zijn de transporten duidelijk eb-gedomineerd. Bovendien zijn de getijgemiddelde transporten tijdens springtij een orde groter dan die tijdens doortij.

Getijasymmetrie

In de volgende serie figuren wordt naar de asymmetrie van het vertikale getij gekeken. Dit is gedaan voor elk punt dat gedurende de getijperiode niet droogvalt. Vandaar dat in de figuren boven de platen witte gebieden naar voren komen.

Als eerste is een Fourier-analyse toegepast op het waterstandssignaal in elk punt. De figuren 5.31 tot en met 5.34 laten het faseverschil zien van de tweede component (de viermaal-daagse) ten opzichte van de eerste component (de tweemaal daagse). De eerste component heeft een periode van 12,5 uur en de tweede component een periode van 6,25 uur. Dit is kortheidshalve aangegeven als respectievelijk M2 en M4. Opgemerkt wordt dat het hier niet de "echte" M2 en M4 componenten betreft zoals die zouden volgen uit een getijanalyse op basis van de standaard getijcomponenten (M2, S2, K1, enz.). De verhouding van de amplitude van de tweede component en de eerste component worden getoond in de figuren 5.35 tot en met 5.38.

Voor het faseverschil (figuren 5.31 tot en met 5.34) is $2\phi_2 - \phi_4$ genomen, wat neerkomt op het faseverschil van de tweede component ten opzichte van waar de eerste component een fase nul heeft. Een waarde van 90° graden geeft dan de sterkste asymmetrie met een kortdurende vloed en een langer durende eb. Uit de figuren blijkt dat de grootste getijasymmetrie optreedt tijdens springtij in het gebied rondom de Drempel van Hansweert en het oostelijke deel van de Everingen.

Globaal gezien neemt de amplitudeverhouding af en de faseverschuiving toe, van de monding naar de Schelde. De sterk afwijkende kleuren op sommige plekken worden, gezien de ligging boven relatief ondiepe geulen, veroorzaakt door de vervorming van de waterstand gedurende laag water. De Fourier-analyse wordt dan onnauwkeuriger.

Een groot verschil tussen spring- en doortij is het faseverschil. Bij doortij ligt dit in de orde van 10° , terwijl bij springtij dit in de buurt van de 30° ligt.

De getij-asymmetrie wordt echter niet alleen bepaald door de eerste twee componenten. Een andere parameter die een maat is voor de asymmetrie is de rijzingsduur en de dalingsduur. In figuren 5.39 tot en met 5.42 is de rijzingsduur te zien. De dalingsduur is gelijk aan 12,5 uur min de rijzingsduur. Hoe dichter de rijzingsduur komt bij de 6,25 uur, hoe symmetrischer het getij is (in de figuren: hoe groener hoe symmetrischer).

Een opvallend verschil tussen springtij en doottij is de rijzingsduur ter plaatse van de Drempel van Hansweert: tijdens springtij is de rijzingsduur korter (ongeveer 5 minuten) dan tijdens doottij (voor beide bodems 1990 en 1996). Dit heeft vermoedelijk te maken met de iets grotere waterdiepten ter plaatse tijdens springtij, waardoor de top van de getijgolf iets gemakkelijker naar het achterliggende gebied doorloopt dan tijdens doottij.

Grootheden langs raaien

Als laatste zijn nog een aantal grootheden uitgezet langs raaien. De ligging van deze raaien is te zien in figuur 5.43. Als raaien zijn roosterlijnen genomen, die onderverdeeld zijn in deelraaien van gemiddeld vier à vijf roostercellen. Hierdoor kan een beeld worden verkregen van de variatie van de waarde van een zekere grootheid langs een raai.

In figuren 5.44 tot en met 5.46 zijn het vloed-, eb- en netto debiet uitgezet voor alle raaien voor de 1990-bodem (spring- en doottij tezamen). Hetzelfde is voor de 1996-bodem te zien in de figuren 5.47 tot en met 5.49. De getrokken (zwarte) lijn in de doorsneden geeft de bodemligging over de raai. Een positief debiet-teken betekent een debiet in de vloedrichting (dus oostwaarts). De linkerkant van elke dwarsdoorsnede ligt op Zuid-Beveland, de rechterkant op Zeeuws Vlaanderen.

In de figuren 5.50 t/m 5.52 is langs dezelfde raaien de efficiëntie (vergelijking 4) en de mate van getijdominantie (vergelijking 8) uitgezet voor de 1990-bodem. Hetzelfde voor de 1996-bodem is te zien in de figuren 5.53 t/m 5.55. De bodemcontour is op dezelfde schaal als in de voorgaande figuren. De grootste uitschieters boven de platen zijn weggehaald door slechts te kijken naar dieptes groter dan vijf meter. Dit is geoorloofd, omdat beide parameters betrekking hebben op geulen. In paragraaf 6.4 zullen de berekende waarden voor de mate van getijdominantie worden getoetst aan vergelijking (12).

6 Nadere verkenning

6.1 Inleiding

In de figuren 5.1 tot en met 5.55 wordt een grote hoeveelheid informatie gepresenteerd die is verkregen uit nabewerkingen van het getijmodel SCALWEST. In dit hoofdstuk wordt een nadere verkenning gemaakt van de mogelijkheden om, met deze set van figuren, de morfologische ontwikkelingen in de Westerschelde te verklaren. Daarbij is een onderverdeling in theoretische benaderingen gemaakt, zoals die ook reeds in hoofdstuk 4 werd aangegeven.

Allereerst wordt in paragraaf 6.2 nader ingegaan op de potenties van een lokale evenwichtsbenadering volgens het concept van de unit streampower en het stroomvoerend vermogen. Het idee hierachter is dat het systeem streeft naar een lokaal evenwicht tussen aandrijving door verhang en weerstand in de vorm van bodemwrijving. Dit zou zich vertalen in verdieping op plaatsen waar de unit streampower groter is dan het stroomvoerend vermogen en verondieping op plaatsen waar het quotiënt ωW_k kleiner is dan één.

Vervolgens wordt in paragraaf 6.3 ingegaan op de berekende getijdominantie en, in navolging van het werk van Van Kleef (1995), de mate van getijdominantie door een aantal raaien in het modelgebied.

Tenslotte wordt in paragraaf 6.4 de weg geopend naar een andere benadering van de problematiek via een aantal parameters die de getijasymmetrie beschrijven.

Opgemerkt wordt dat deze studie voornamelijk een verkennend karakter heeft. Het is nadrukkelijk niet de bedoeling om een laatste oordeel te vellen over de mogelijke rol van het stroomvoerend vermogen, de getijdominantie en de resttransporten op de morfologische ontwikkelingen van het Westerschelde estuarium.

6.2 Stroomvoerend vermogen en unit streampower

Uit de berekeningen voor springtij en doortij, voor zowel de 1990- als de 1996-modelbodem, komt duidelijk naar voren dat het berekenen van het stroomvoerend vermogen uit vergelijking (2) een hachelijke zaak is (figuur 5.11). De hellingen in het waterstandsvlak variëren in hoge mate, zowel ruimtelijk (figuur 5.6) als in de tijd (figuur 5.8). Ook de hellingen in de berekende snelheidshoogte (figuur 5.7) dragen niet bij aan een verdeling van de hellingen die overeenkomt met de berekende lokale snelheden. Het opleggen van een gemiddelde waterstandshelling, geschaald met een factor ω/h_{lokaal} , geeft evenmin een duidelijke relatie met de waargenomen bodemveranderingen.

Uit de berekeningsresultaten komt naar voren dat het lokale stroombeeld niet kan worden benaderd met een lokale (Chézy) evenwichtsbenadering. De rol van de zwaartekracht op het berekende stroomveld is aanzienlijk geringer dan bij riviertoepassingen, waar het quotiënt ωW_k wel bruikbaar bleek te zijn (Van den Berg, 1995). In een estuarium zoals dat van de Westerschelde wordt het stroombeeld blijkbaar bepaald door andere stromingsmechanismen, zoals bijvoorbeeld traagheid, ruimtelijke variaties in de turbulentie-intensiteit en op- en afstroming van platen. Het relateren van de lokale snelheid aan een lokale gradiënt in de energiehoogte blijkt niet op te gaan.

Het is belangrijk te beseffen dat de hypothese waarbij de morfologie van de Westerschelde streeft naar een evenredige verdeling van de energie(verlies) verdeling hiermee niet kan worden verworpen. De hypothese kan echter ook niet worden bevestigd op basis van de hier gevolgde werkwijze van het quotiënt van unit streampower en stroomvoerend vermogen. Het stroombeeld blijkt op lokaal niveau te gecompliceerd te zijn om met -in aanleg- eenvoudige Chézy benadering te beschrijven. De gehoopte synergie tussen de eenvoudige Chézy-benadering en het meer geavanceerder 2DH getijmodel, waarin de ondiepwater vergelijkingen worden opgelost, blijkt niet te werken. Om voornoemde hypothese alsnog te kunnen toetsen zal dus een andere benadering van het energieverloop moeten worden gevolgd. Welke dat zou moeten zijn, zou onderwerp van vervolgonderzoek kunnen zijn (paragraaf 7.2).

Het bovenstaande betekent ook dat de ruimtelijke verdeling van het quotiënt ωW_k geen verklaring kan geven voor de waargenomen morfologische veranderingen. Het kan evenmin het inzicht vergroten in de morfologische dynamiek van de geulen en de naastliggende platen. Als zodanig is dit dus niet de manier om tot voorspellend inzicht te komen in toekomstige morfologische ontwikkelingen of in de respons van het estuarium op mogelijk toekomstige aanpassingen in de morfologie.

6.3 Interne en externe getijdominantie

De aanwezige getijdominantie kan op verschillende manieren worden benaderd:

1. Door het maatgevend getijvolume (door raaien);
2. Door de maatgevende stroomsnelheden;
3. Door de maatgevende sedimenttransporten.

Ad1. Dominantie in getijvolume (interne en externe getijdominantie)

De relevantie van interne en externe getijdominantie staat beschreven in hoofdstuk 2. Het algemene verwachtingspatroon is dat gebieden met veel interne getijdominantie relatief efficiënter zijn bij het doorlaten van het getijvolume dan gebieden met veel externe getijdominantie.

Het verloop over een vijftiental raaien van het netto getijdebiet tijdens springtij wordt voor de 1990-bodem getoond in figuur 5.44 tot en met 5.46 (de ligging van de raaien staat aangegeven in figuur 5.43). In de figuren 5.47 tot en met 5.49 staat ditzelfde voor de 1996-bodem. Uit deze serie figuren komt het volgende beeld naar voren (zie ook het ruimtelijk patroon van de berekende netto getijdebieten in de figuren 5.23 tot en met 5.26):

- De raaien 1, 2 en 3 (Everingen - Pas van Terneuzen) laten een duidelijk beeld van externe getijdominantie zien. De Everingen is vloed-gedomineerd, terwijl de Pas van Terneuzen eb-gedomineerd is (figuur 5.44). Dit geldt voor zowel doortij als springtij, hoewel de externe getijdominantie tijdens springtij iets groter lijkt te zijn. Een lineair verband met het verloop van de waterdiepte is er niet. Het verschil met de 1996 bodem is klein, afgezien van het middendeel van raai 2, waar de grootste bodemveranderingen hebben plaatsgevonden (figuur 5.3b). Hier is de ebdominantie toegenomen, als gevolg van een iets gewijzigd stroombeeld ter plaatse. De mate van getijdominantie is overigens opvallend groot: lokaal kan dit oplopen tot 1,5 (figuur 5.50).

- De raaien 4 tot en met 9 laten allen zien dat het Middelgat sterk ebdominant is. Het Gat van Ossenis is overwegend vloed-dominant. Ook deze raaien laten een duidelijk externe getijdominantie zien over de volledige dwarsdoorsneden.
- Gaande van raai 4 naar raai 9 blijkt een zekere mate van interne getijdominantie op te treden in de geulen Gat van Ossenis en Overloop van Hansweert. Gemiddeld over de hele geul is nog wel sprake van een lichte vloed-dominantie, maar het is duidelijk te zien dat het westelijk deel van deze geulen eb-gedomineerd is, terwijl het oostelijk deel vloed-gedomineerd is. Omdat het oostelijk deel zich in de buitenbocht van de vloedstroom bevindt en het westelijk deel in de buitenbocht van de ebstroom, is dit gelet op bochtstromings- en traagheidsverschijnselen niet verwonderlijk.
- Er zijn geen significante verschillen gevonden in de verdeling van het maatgevend getijdebiet voor de beide modelbodems 1990 en 1996 (raaien 4 tot en met 9). Voor beide modelbodems blijkt voorts dat de getijdominantie tijdens springtij iets (orde 10 - 20 procent) groter is dan tijdens doortij. Dit laatste lijkt vooralsnog een logisch gevolg van het feit dat de vloed- en de ebdebieten tijdens springtij groter zijn dan tijdens doortij. Van een afwijkend patroon tussen springtij en doortij is geen sprake.
- Op de drempel bij Hansweert (raaien 10, 11 en 12) is eveneens sprake van een zekere mate van interne getijdominantie. Ook nu echter, zijn er geen significante verschillen te bespeuren tussen de berekeningen met de 1990-bodem en de 1996-bodem (vergeleijk figuur 5.46 met figuur 5.49). Dit laatste maakt het verklaren van waargenomen bodemveranderingen uit de verdeling van de berekende (interne) getijdominantie niet mogelijk.
- Ook de mate van getijdominantie voor de raaien 10, 11 en 12, lijkt weliswaar iets af te vlakken in de periode 1990 - 1996, maar echte conclusies kunnen hier niet uit worden getrokken. De mate van getijdominantie blijft onveranderlijk groot (tot lokaal meer dan een factor 2: zie figuur 5.52 of figuur 5.55).
- Uit de laatste raaien (13, 14 en 15) blijkt dat ook in het Zuidergat enige mate van interne getijdominantie optreedt, waarbij in totaal het ebdebiet maatgevend is. Alleen langs de noordflank is het vloeddebiet maatgevend. Ook dit is gezien het grootschalige stroombeeld niet verwonderlijk. In het stortgebied ten oosten van de Drempel van Hansweert (raai 13 tussen 1000 en 2000 m) is het vloeddebiet dominant. Dit is bovendien voor de 1996-bodem niet anders dan voor de 1990-bodem.

Uit de bovenstaande waarnemingen volgt dat het niet mogelijk is om op basis van de berekende verdeling van de maatgevende getijdebieten de waargenomen bodemveranderingen te verklaren.

Controle vergelijking (12)

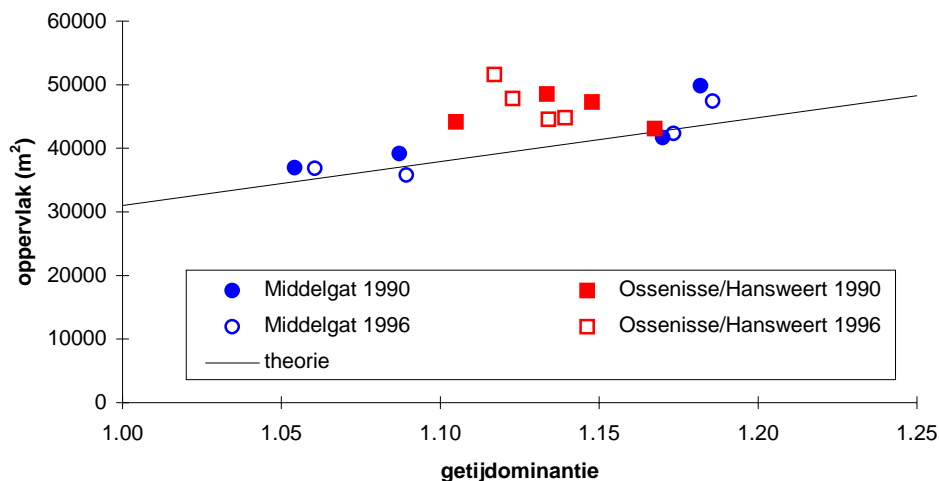
In hoofdstuk 2 is de correlatie tussen getijdominantie en doorstroomoppervlak genoemd, zoals die door Van Kleef is gevonden (vergelijking 12).

Voor de raaien 5 t/m 8 (figuur 5.43) is gekeken of dit verband ook uit het numerieke model volgt. Hiervoor is gekeken naar het totale eb- en vloeddebiet tijdens springtij in de twee geulen Middelgat en Gat van Ossenis / Overloop van Hansweert. De mate van getijdominantie van de geul is berekend volgens vergelijking 8 (middeling over de geulbreedte). In onderstaande tabel en figuur 6.1 zijn deze waarden uitgezet, zowel voor de 1990 als de 1996 bodem.

1990	Middelgat		Gat van Ossenissee Overloop van Hansweert	
	getijdominantie	oppervlak (m ²)	getijdominantie	oppervlak (m ²)
raai 5	1.182	49857	1.134	48504
raai 6	1.170	41685	1.105	44121
raai 7	1.087	39142	1.148	47286
raai 8	1.054	36925	1.167	43072

1996	Middelgat		Gat van Ossenissee Overloop van Hansweert	
	getijdominantie	oppervlak (m ²)	getijdominantie	oppervlak (m ²)
raai 5	1.186	47416	1.123	47843
raai 6	1.173	42310	1.117	51576
raai 7	1.089	35773	1.139	44787
raai 8	1.060	36833	1.134	44567

Tabel 6.1 Mate van getijdominantie versus doorstroomoppervlak



Figuur 6.1 Toetsing van vergelijking (12) met modeluitkomsten

De verschillende punten blijken redelijk in de buurt te liggen van de empirische lijn volgens vergelijking 12. De spreiding is niet veel groter dan de spreiding in de waarnemingen op basis waarvan Van Kleef (1995) tot zijn empirische vergelijking kwam. Opgemerkt wordt dat vergelijking 12 gebaseerd is op veldmetingen (vloed- en ebdebieten en dwarsdoorsneden).

Het is opmerkelijk dat de resultaten voor het Middelgat (de "rondjes" in figuur 6.1) dichter bij de empirische vergelijking liggen dan die voor het Gat van Ossenissee / Overloop van Hansweert (de vierkantjes in figuur 6.1). Een goede verklaring daarvoor hebben wij niet voorhanden.

De vraag is of het resultaat uit figuur 6.1 "verbluffend" is of niet. Het getijmodel is zodanig afgeregeld dat waterstanden en debieten goed met de werkelijkheid overeen komen. Omdat dit ook de grootheden zijn die ten grondslag hebben gelegen bij de ontwikkeling van vergelijking 12 (zij het de gemeten waarden), is het dus niet vreemd dat er ook uit het getijmodel een redelijke correlatie wordt gevonden. Dit geeft aan dat

het getijmodel in termen van eb- en vloeddebiëten redelijk lijkt te functioneren. Daardoor is het getijmodel wel te gebruiken voor een nader onderzoek naar de relaties tussen het dorostroomoppervlak, de eb- en vloeddebiëten en getijdominantie (intern dan wel extern).

Ad2. Dominantie in maatgevende stroomsnelheden

Een asymmetrie in de maximale stroomsnelheden tijdens eb en vloed kan een indicatie zijn voor het resulterend transport van grof sediment. In de figuren 5.15 en 5.16 staan de maximale snelheden voor de 1990- en 1996-bodems weergegeven. Uit een verdeling van de gebieden waar de vloedfase de maximale snelheid "levert" (blauw) en de gebieden waar de ebfase de maximale snelheid "levert" (rood), blijkt eenzelfde verdeling tussen eb- en vloedgedomineerde gebieden als hierboven reeds werd aangegeven. Over het algemeen lijkt de overheersende vloeddominantie te leiden tot sediment import, maar er kan ook sprake zijn van enkele circulatiecellen, zoals die ook op buitendelta's van zeegaten worden aangetroffen (Ridderinkhof, 1990).

Een mogelijk voorbeeld daarvan is het gebied op de Drempel van Hansweert. In het zuidelijk deel levert de ebfase de grootste getijsnelheid; in het noordelijk deel de vloedfase. Sediment zou dan kunnen circuleren door via de zuidkant naar de drempel te worden getransporteerd en daarvandaan weer terug naar het oosten. Of deze circulaties sluitend zijn valt overigens te betwijfelen gezien de complexe structuur van de bodem en de waterbeweging.

De verschillen tussen de 1990- en de 1996-bodem in het patroon van dominante maximale stroomsnelheden, zijn niet van dien aard dat daaruit een verklaring kan worden gevonden voor morfologische veranderingen. Wel lijken de gegevens te duiden op een neiging tot natuurlijke import van (grof) sediment. Springtij condities zijn daarbij verreweg maatgevend boven doottij condities, hoewel het ruimtelijk beeld van vloed-bepaalde maximale stroomsnelheden bij doottij eenzelfde beeld oplevert als tijdens springtij condities.

Het is de vraag of het weergeven van getijdominantie alleen in termen van de maximale snelheden voldoende informatie oplevert. Het beeld van de reststroomsnelheden (bijvoorbeeld in figuur 5.19: 1990-bodem en springtij) laat een genuanceerder beeld zien. Vergelijking van figuur 5.15 met figuur 5.19 laat zien dat er in het reststroombeeld veel minder duidelijk sprake is van vloeddominantie. Op grond van het beeld uit figuur 5.19 zou niet zondermeer kunnen worden geconcludeerd dat er sprake zou zijn van sedimentimport. Ter plaatse van de Drempel van Hansweert komt nu zelfs duidelijker voornoemde circulatiecel naar voren. Dit zou betekenen dat er in sommige deelgebieden weliswaar grote hoeveelheden sediment worden getransporteerd door de getijstrooming, maar dat een groot deel daarvan in dat deelgebied blijft. Dit materiaal wordt door het spel van vloed- en ebdominantie "heen en weer" getransporteerd, zonder dat daardoor de totale zandbalans verandert.

Van belang voor het huidige onderzoek is voorts de constatering dat beide modelbodems 1990 en 1996 geen noemenswaardige onderlinge verschillen opleveren in het berekende reststroomveld.

Ad3. Dominantie in maatgevende sedimenttransporten

De richting van de getijgemiddelde snelheid hoeft niet persé dezelfde te zijn als de richting van de getijgemiddelde transporten. Om dit te onderzoeken zijn transportberekeningen gemaakt met de formules van Engelund-Hansen (figuren 5.27 tot en met 5.30). Vergelijken we bijvoorbeeld het reststroombeeld uit figuur 5.15 (1990-bodem, springtij) met het bijbehorende resttransportbeeld uit figuur 5.27, dan blijken er vooral verschillen

op te treden op de ondiepe platen. De getijgemiddelde transporten zijn hier aanzienlijk kleiner dan op grond van het reststroombeeld zou worden geconcludeerd. De resttransporten blijken zich hoofdzakelijk te concentreren in de geulen. De richting van de resttransporten komt overigens wel grotendeels overeen met de richting van de reststromingen.

De resttransporten zijn onder springtij condities een orde groter dan onder doottij condities (vergelijk figuur 5.27 met figuur 5.29). Springtij draagt dus, naar verwachting, onevenredig meer bij aan het verplaatsen van zand binnen het systeem dan doottij.

Uit de figuren 5.27 en 5.28 komt voor de 1990- en de 1996-bodem het volgende transportbeeld (van grof sediment) naar voren:

- In het Zuidergat is sprake van een westwaarts transport oplopend tot $10 \text{ m}^3/\text{m}/\text{getij}$. Dit materiaal wordt voor een deel afgezet in het gebied ten oosten van de Schaar van Ossensisse en voor een deel door-getransporteerd naar de Drempel van Hansweert.
- In de Overloop van Hansweert en op de Drempel van Hansweert is het transport oostwaarts gericht. Ook hier lopen de transporten op tot $10 \text{ m}^3/\text{m}/\text{getij}$. Het materiaal wordt voor een deel afgezet op de Drempel van Hansweert en voor een deel door-getransporteerd naar de Schaar van Waarde en de Schaar van Valkenisse. Van daaruit wordt een deel van het sediment weer doorgetransporteerd naar het Zuidergat, waarmee in principe een circulatie van sediment mogelijk wordt.
- In het Middelgat neemt de zuidgaande transportcapaciteit sterk toe van ruwweg Hoedekenskerke tot de uitloop in het oostelijk deel van de Everingen. Omdat sprake is van een toenemende transportcapaciteit zou dit aanleiding kunnen zijn tot morfologische verdieping, hoewel daar uit de verschilbodem (figuur 5.3b) geen aanwijzingen voor zijn. Het merendeel van het materiaal zal worden afgezet op de uitlopers van het Middelgat in de Everingen. De opbouw van een groot platengebied aldaar is niet waarschijnlijk omdat er rondom het afzettingsgebied sprake is van vloed-gedomineerde resttransporten (zie figuur 5.27).
- In het oostelijke deel van de Everingen is sprake van een oostwaarts gericht resttransport, dat interfereert met het zuid- en westwaarts gerichte resttransport uit het Middelgat en de kortsluitgeulen Zuid Everingen en Straatje van Willem. Hierdoor ontstaan meerdere circulatiecellen, waarbinnen relatief grote hoeveelheden zand "heen en weer" kunnen worden geschoven. Het is niet verwonderlijk dat juist in dit gebied de grootste morfodynamiek optreedt (figuur 5.3b).
- In de Pas van Terneuzen neemt het westwaartse resttransport lokaal toe als gevolg van de instroom vanuit het Middelgat.

De berekende resttransporten in andere delen van het detailgebied zijn aanzienlijk kleiner dan in de hierboven genoemde gebieden. Zo blijken bijvoorbeeld ook de berekende resttransporten in het Gat van Ossensisse relatief klein te zijn. Dit is niet het beeld dat zou worden verkregen als alleen naar de maximale snelheden zou worden gekeken en de daaruit volgende benadering van de getijdominantie.

Helaas blijkt ook nu dat de verschillen in het berekende transportbeeld voor de beide modelbodems niet dusdanig is dat hieruit een verklaring voor de morfologische ontwikkeling kan worden afgeleid. De morfologie van beide modelbodems is blijkbaar dusdanig gelijkend dat de morfologische ontwikkelingen voor beide jaren in nagenoeg dezelfde richting wijzen.

6.4 Getijasymmetrie

Hoewel de rol van getijasymmetrie op het ontstaan van resttransporten in dit onderzoek niet centraal stond, zijn de volgende aan getijasymmetrie gekoppelde parameters in hoofdstuk 5 gepresenteerd:

1. De fase- en de amplitudeverhouding van de viermaaldaagse ("M4") en de dubbel-daagse ("M2") getijcomponent. Dit zou een indicatie kunnen geven voor het transport van fijn (suspensief) sediment. Zie figuren 5.31 tot en met 5.38.
2. De verschillen in rijzingsduur en dalingsduur. Dit zou een indicatie kunnen geven van de grootschalige zandverplaatsingen. Zie figuren 5.39 tot en met 5.42 (alleen rijzingsduur).

Ad1. M4/M2

De grootste getijasymmetrie treedt in het gekozen detailgebied op in het gebied rondom de Drempel van Hansweert en in het oostelijke deel van de Everingen (zie bijvoorbeeld figuur 5.31). Het is opvallend dat de getijasymmetrie in de periode 1990 - 1996 vrijwel overal is toegenomen: uitgedrukt in het faseverschil tussen M4 en M2 met circa 4 graden. Het ruimtelijk beeld van het faseverschil verandert overigens nauwelijks in deze periode.

Het faseverschil tussen de viermaaldaagse en de dubbeldaagse getijcomponenten is tijdens doottij aanzienlijk kleiner (ruwweg 20 graden) dan tijdens springtij, maar ook nu is het ruimtelijk beeld vergelijkbaar.

De onderlinge amplitudeverhouding tussen de dubbeldaagse en de viermaaldaagse getijcomponent is een maat voor de intensiteit van de getijasymmetrie. Uit figuur 5.35 blijken de grootste waarden op te treden in het oostelijk deel van de Everingen, naar het oosten toe geleidelijk afnemend. Alleen ter plaatse van de Drempel van Hansweert neemt de intensiteit van de getijasymmetrie weer iets toe. De resultaten suggereren een naar het oosten toe afnemende neiging tot import van fijn materiaal, waarbij lokaal nog sprake kan zijn van fluctuaties (zoals op de Drempel van Hansweert en enkele andere detailgebieden).

De onderlinge amplitudeverhouding tussen M4 en M2 verandert slechts weinig in de periode 1990 - 1996 (vergelijk figuur 5.35 met figuur 5.36). Alleen in het Middelgat lijkt sprake te zijn van een geringe afname van deze vorm van getijasymmetrie en ter plaatse van de Schaar van Waarde (stortlocatie) een geringe toename.

Tijdens doottij is de onderlinge amplitudeverhouding tussen M4 en M2 aanzienlijk kleiner dan tijdens springtij (vergelijk figuur 5.35 met figuur 5.37). Tevens zijn de verschillen voor doottij tussen de 1990- en de 1996-bodem nog weer iets kleiner dan voor springtij (vergelijk figuur 5.37 met figuur 5.38).

De relevantie van bovenstaande constatering voor het grootschalige transport van sediment moet nog worden aangetoond. Wel lijkt sprake te zijn van enige ordening en structuur, zodat een analyse zoals bijvoorbeeld voor het Eems Dollard estuarium is gedaan door Van de Kreeke (1993) een nuttige exercitie lijkt.

Ad2. Rijzingsduur en dalingsduur

De algemene hypothese is dat in gebieden waar de rijzingsduur korter is dan de dalingsduur, sprake is van zandimport. Figuur 5.39 laat de ruimtelijke verdeling zien van de rijzingsduur voor springtij (1990-bodem). Figuur 5.40 doet dit voor de 1996-bodem. In het hele detailgebied is sprake van een kortere rijzingsduur dan dalingsduur (de dalingsduur is 12,5 uur minus de rijzingsduur), maar er zijn duidelijk ruimtelijke verschillen. Zo is het verschil in de rijzingsduur en de dalingsduur het grootst in het gebied aan weerszijden van de Drempel van Hansweert en in het getoonde deel van de Pas van Terneuzen. Het is opmerkelijk dat deze vorm van getijasymmetrie juist in het gebied rondom de Drempel van Hansweert aanzienlijk afneemt in de periode 1990 - 1996. Dit zou het gevolg kunnen zijn van uitgevoerde bagger-, stort- en zandwinningsactiviteiten, hoewel het precieze mechanisme daarachter nader onderzoek vergt. Elders in het detailgebied zijn de veranderingen in de periode 1990 - 1996 veel kleiner (vergelijk figuur 5.39 met figuur 5.40).

Het verschil tussen de rijzingsduur en de dalingsduur is iets kleiner (circa 5 tot maximaal 10 minuten) voor doodtij dan voor springtij. Vergelijk bijvoorbeeld figuur 5.39 met figuur 5.41. De ruimtelijke verdeling van deze vorm van getijasymmetrie is echter vrijwel dezelfde als voor springtij. Ook tijdens doodtij is voor de 1990-bodem sprake van een iets grotere asymmetrie dan voor de 1996-bodem.

De consequentie van deze vorm van getijasymmetrie (rijzingsduur korter dan dalingsduur) is dat er een algemene neiging is tot sediment-import. Vanwege de ruimtelijke verschillen in deze asymmetrie vertaalt zich dit niet in een gelijkmatige verdeling van deze eventuele sediment import. Er zullen verschillen optreden, waardoor er onvoldoende materiaal door-getransporteerd kan worden naar een gebied dat ligt achter een gebied met relatief grote zandvraag. Hoe dit precies uitpakt zou onderwerp kunnen zijn van nader onderzoek (paragraaf 7.2).

7 Conclusies en aanbevelingen

7.1 Conclusies uit dit verkennend onderzoek

1. Een lokale evenwichtsbenadering, met als uitgangspunt dat het waterloopkundig systeem zoekt naar een evenwicht tussen enerzijds stroomaandrijving door verhang en anderzijds weerstand door bodemwrijving, gaat niet op voor het estuarium van de Westerschelde. Er is geen eenduidig verband gevonden tussen het verhang in de energiehogte (de som van het waterstandsverhang en het verhang in de snelheidshogte) en de lokale stroomsnelheid en stroomrichting.
2. Dit betekent dat de ruimtelijke verdeling van het quotiënt ωW_k geen verklaring kan geven voor waargenomen morfologische veranderingen. Het kan evenmin het inzicht vergroten in de morfologische dynamiek van de geulen en de naastliggende platen. Als zodanig is dit dus niet de manier om tot voorspellend inzicht te komen in toekomstige morfologische ontwikkelingen of in de respons van het estuarium op mogelijk toekomstige aanpassingen in de morfologie.
3. De hypothese waarbij de morfologie van de Westerschelde streeft naar een evenredige verdeling van de energie(verlies) verdeling is in dit onderzoek noch weerlegd, noch bevestigd. Deze hypothese kon niet worden getoetst met de hier gevolgde werkwijze via het quotiënt van unit streampower en stroomvoerend vermogen (ωW_k). Het stroombeeld blijkt op lokaal niveau te gecompliceerd te zijn om met een Chézy benadering te beschrijven. De verwachte synergie tussen de eenvoudige Chézy-benadering en het meer geavanceerde 2DH getijmodel, waarin de ondiepwater vergelijkingen worden opgelost, hier niet te werken. Om voornoemde hypothese alsnog te kunnen toetsen zal dus een andere benadering voor het energieverloop moeten worden gezocht.
4. In de hoofdgeulen Overloop van Hansweert en Zuidergat is duidelijk sprake van interne getijdominantie. Het ebdebiet is dominant langs de "westelijke" rand van deze geulen, terwijl het vloeddebiet dominant is langs de "oostelijke" randen. De interne getijdominantie lijkt vooral op te treden in gebieden waar gebaggerd wordt, hoewel een rechtstreeks verband (nog) niet is aangetoond. De mate van getijdominantie (vergelijking 8) is in de meeste geulsecties hoog (tot een factor 2).
5. De verhouding tussen het doorstroomoppervlak en de berekende mate van getijdominantie (vergelijking 8) sluit redelijk goed aan bij het empirisch bepaalde verloop volgens vergelijking 12 (figuur 6.1). Dit betekent dat het getijmodel redelijk in staat is om getijdominantie uit te rekenen. Het is daarmee een interessant middel om voor verschillende bodemtopografieën nader onderzoek te verrichten naar de relatie tussen doorstroomoppervlak en interne en externe getijdominantie.
6. In het modelgebied kunnen een aantal residuele cellen in zowel het stroombeeld als het (grote) sedimenttransportbeeld worden herkend. Dit kan ertoe leiden dat relatief grote hoeveelheden zand in een betrekkelijk klein deelgebied worden getransporteerd, zonder dat er sprake is van import of export uit dat deelgebied. Dergelijke sedimenttransporten kunnen een belangrijk effect hebben op de lokale morfologie. De ruimtelijke scheiding van vloed- en ebdominantie lijkt hiervoor het verantwoordelijke mechanisme. Voor de herverdeling van (grof) sediment in het estuarium is

nader onderzoek naar het voorkomen van dergelijke residuele transportcellen van belang.

7. In dit onderzoek zijn verschillende grootheden berekend uitgaande van de resultaten van het getijmodel SCALWEST dat voor zowel de 1990-bodem als de 1996-bodem is gedraaid. In de meeste gevallen bleken de verschillen tussen de berekende grootheden voor de beide modelbodems slechts weinig te verschillen. Het bleek niet mogelijk om uit de kleine verschillen die er werden gevonden, conclusies te trekken ten aanzien van de morfologische veranderingen in de periode 1990 - 1996. Overigens zijn ook deze morfologische veranderingen gering, getuige de kleine verschillen tussen de 1990- en de 1996-bodem.
8. Een uitzondering op het voorgaande is mogelijk de getijasymmetrie uitgedrukt in het verschil tussen de rijzingsduur en de dalingsduur. In alle situaties (springtij en doottij, 1990-bodem en 1996-bodem) blijkt de rijzingsduur overal korter te zijn dan de dalingsduur. Wel zijn er binnen het detailgebied ruimtelijke verschillen in deze asymmetrie. Voor zowel springtij als doottij blijkt dat deze vorm van getijasymmetrie afneemt van 1990 tot 1996. De enige fysische verklaring hiervoor is dat de getijgolf in 1996 iets makkelijker door het detailgebied liep dan in 1990. Daardoor neemt de rijzingsduur iets toe, met als gevolg een afname van het verschil in de rijzingsduur en de dalingsduur. Helaas is het op grond van de opgelegde bodemveranderingen 1990 - 1996 (figuur 5.3a) niet duidelijk waarom een dergelijk verschijnsel zou zijn opgetreden. Om dat te onderzoeken zouden enkele principe-berekeningen met een handmatig gemanipuleerde bodem kunnen worden overwogen (paragraaf 7.2).
9. Er is duidelijk sprake van verschillende vormen van getijasymmetrie in het gebied (paragraaf 2.2 memoreert de verschillende vormen van getijasymmetrie). Bovendien blijkt elk type getijasymmetrie ruimtelijk te verschillen. Omdat uit theoretische overwegingen een relatie kan worden gelegd tussen getijasymmetrie en resttransporten (paragraaf 2.2), kan dit gevolgen hebben voor de morfologische ontwikkelingen in het gebied. De ruimtelijke verschillen in de getijasymmetrie kunnen er bovendien voor zorgen dat bijvoorbeeld de import van sediment naar een bepaald (oostelijk gelegen) gebied onvoldoende kan plaatsvinden omdat een westelijk daarvan gelegen deelgebied een relatief grotere zandvraag heeft (grotere asymmetrie). Het is dan vervolgens de vraag hoe menselijk ingrijpen (baggeren en storten) deze getijasymmetrie beïnvloedt en of daarmee een kunstmatige onbalans in stand wordt gehouden.
10. Het relateren van getijasymmetrie aan getijdominantie en daarmee impliciet aan residuele transporten is een complexe zaak die zorgvuldige analyse vereist (zie verder paragraaf 7.2).
11. In de studies naar de migratie van geulen op de buitendelta van het Zeegat van Ameland (Hartsuiker, e.a., 1999) bleek dat het motorisch vermogen volgens de definitie van Van Veen (1950) een sturende parameter is achter enkele waargenomen morfologische ontwikkelingen. Het migratieproces van de geulen bleek een 50 tot 60 jarige cyclus te hebben, waarbij de dominante golfdruk uit het westen voor een oostwaartse migratie zorgt. Na verloop van tijd draaien de geulen weer terug naar een meer westelijke richting, een richting waarin het motorisch vermogen maximaal is (de getijgolf loopt van west naar oost). De situatie in het estuarium van de Westerschelde is echter geheel anders. Enerzijds is het motorisch vermogen veel minder eenduidig dan op de buitendelta van het Zeegat van Ameland. Anderzijds is er veel minder golfinvloed op het migratieproces van geulen en is bovendien de fasever-

houding tussen het horizontale en het verticale getij orde 90° afwijkend van dat langs de buitendeltas van de Waddenzee. De rol van het motorisch vermogen is daarom in de Westerschelde minder groot dan op de buitendeltas van de Waddenzee.

7.2 Aanbevelingen voor vervolgonderzoek

1. Ten aanzien van het hier gepresenteerde onderzoek zijn een aantal vraagtekens te zetten bij de gebruikte modelschematisatie. Dit betreft het volgende:
 - Er zijn grote verschillen tussen de beide modelbodems, waarvan nog maar de vraag is of die ook de daadwerkelijke bodemveranderingen in de periode 1990 - 1996 goed representeren. Het is de vraag of de bodemschematisatie voor beide modelbodems op een identieke wijze is uitgevoerd (zelfde interpolatietechniek, enz.).
 - Eigenlijk zou er moeten worden gerekend met een 1990-springtij voor de 1990-bodem en een 1996-springtij voor de 1996-bodem. Dit in verband met het mogelijke belang van de 18,6 jarige cyclus in de getijdenwerking. Om praktische redenen is dit niet gedaan in het huidige onderzoek. Het is overigens nog maar de vraag welk springtij als maatgevend getij in het onderzoek moet worden beschouwd. Moet worden geschematiseerd op amplitude, of moet een jaarlijkse "hoeveelheid" getijasymmetrie worden gerepresenteerd? Een keuze voor een willekeurig springtij kan een asymmetrie introduceren die voor meerdere jaren representatief is.

Aanbevolen wordt om het model in eventueel vervolgonderzoek meer in te zetten om relatieve gevoeligheden af te tasten. Zo zou de modelbodem meer "onder laboratorium-condities" kunnen worden gebracht. Daarmee wordt bedoeld dat bijvoorbeeld handmatig de doorsnede van bepaalde geulen kan worden verkleind of verruimd, om vervolgens het effect daarvan te berekenen op bijvoorbeeld het ruimtelijk patroon van getijasymmetrie. Ook kan dan onderzocht worden in hoeverre de verdeling van vloed- en ebdominantie en de daaraan gekoppelde mate van getijdominantie verandert. Op deze manier kan onder gecontroleerde omstandigheden een meer rechtstreeks verband worden gezocht tussen bepaalde geometrische parameters en voor de morfologische ontwikkelingen mogelijk relevante grootheden.
2. Omdat het al dan niet voorkomen van interne en externe getijdominantie volgens de beschikbare evenwichtsrelaties tussen doorstroomoppervlak en getijdebiet van belang lijkt te zijn, zou hier meer onderzoek naar moeten worden uitgevoerd. De berekeningen hebben aangetoond dat het model redelijk in staat lijkt te zijn om de mate van getijdominantie uit te rekenen (figuur 6.1). Aanbevolen wordt daarom om het model nader voor dit doel te gebruiken.
3. In paragraaf 1.2 werden drie invalshoeken aangegeven voor het vergroten van het inzicht in het ontstaan van residuele sedimenttransporten. Op grond van de hier uitgevoerde verkenning wordt aanbevolen om het eventuele vervolgonderzoek langs de volgende twee invalshoeken in te richten:

- a) *Een fundamentele proces-benadering.*
Onderzoek van de fysische processen op lokaal ruimtelijk niveau (dat wil zeggen één plaat-geul overgang, of één bochtgedeelte). Dit is onderzoek waarvoor een lange adem nodig is, maar uiteindelijk kan alleen door kwantificeerbare kennis van de fysische processen het gevraagde inzicht worden verkregen. Als eerste stap in dit proces wordt aanbevolen om met handmatig gemanipuleerde modelbodems, de parameters te onderzoeken die de getijasymmetrie en de mate van getijdominantie bepalen. In latere stappen kan worden gekeken naar de rol van de schematisatie van de bodemruwheid, de rol van bochtstroming, en de rol van ruimtelijk variërende turbulentie op de lokale transportcapaciteiten.
 - b) *Een zandbalansbenadering op een grotere (geïntegreerde) schaal.*
Onderzoek naar de relatie tussen zandbalansen van deelgebieden en grootheden gerelateerd aan getijdominantie en getijasymmetrie. Bij het selecteren van deze deelgebieden moet eerst aandacht worden besteed aan het optreden van circulatie-cellen in het residuele sedimenttransport. De grenzen van een deelgebied moeten bij voorkeur niet dwars door een dergelijke circulatiecel heen gaan. Ook past in dit kader onderzoek naar evenwichtsrelaties tussen geometrische en hydraulische grootheden.
4. Tenslotte wordt aanbevolen om de hypothese dat de morfologie van de Westerschelde streeft naar een evenredige verdeling van de energie(verlies) verdeling nader te onderzoeken. De daarbij te volgen weg moet dan niet zijn via het quotiënt van unit streampower en stroomvoerend vermogen, maar een andere waarbij de werkelijke stroomvoerende processen worden beschouwd. Aanbevolen wordt om eerst de grootte van de verschillende bijdragen in de ondiepwatervergelijkingen te kwantificeren en op basis daarvan een selectie te maken van de grootheden die aan het ruimtelijke energieveld bijdragen.

Referenties

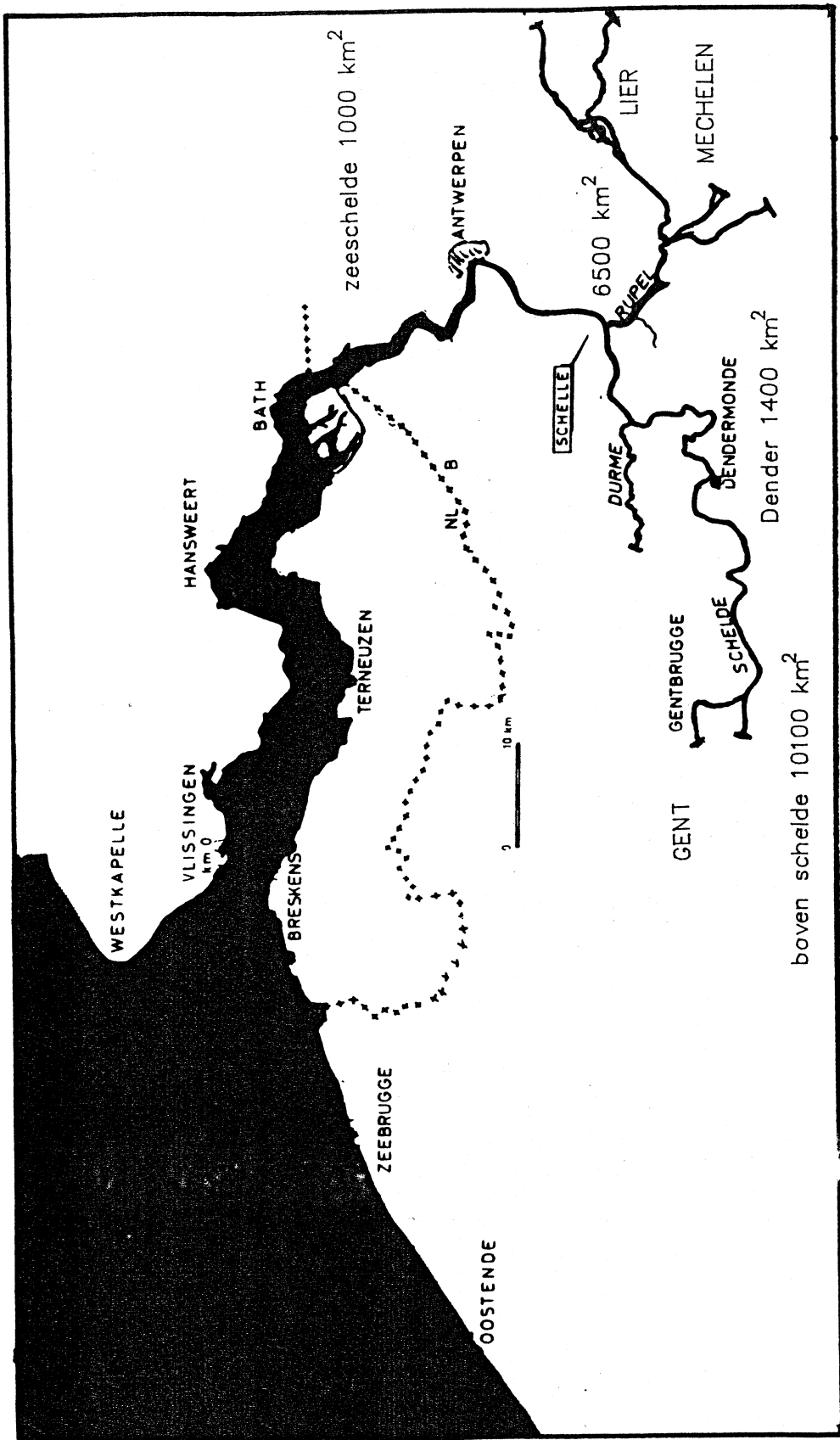
- Alkyon, 1997 Roostergeneratie van het SCALWEST model.
- Allersma, E., 1992 Studie inrichting Oostelijk deel Westerschelde - Analyse van het fysische systeem. WL-rapport Z368, july 1992
- Arends, A.A., 1997 Toepassing van evenwichtsrelaties op de Haringvlietmond. Rapport RIKZ-97.021, maart 1997
- Avoine, J., G.P. Allen, M. Nichols, J.C. Salomon and C. Larssonneur, 1981 Suspended sediment transport in the Seine estuary, France: effect of man-made modifications on estuary-shelf sedimentology. *Marine Geology*, 40 (1981) pp 119-137
- Bagnold, R.A., 1966 An approach to the sediment transport problem from general physics. *US Geol. Surv. Prof. paper*, 4221.
- Berg van den, J.H., 1995 Prediction of alluvial channel pattern of perennial rivers. *Geomorphology* 12 (1995) pp 259-279
- Berg van den, J.H., 1987 Konfrontatie sedimenttransportformules met metingen van het suspensief zandtransport in de Westerschelde en de Eendracht. Rijkswaterstaat Nota ZL-87.0002, April 1987
- Berg van den, J.H., C.J.L. Jeuken en A.J.F. van der Spek, 1996 Hydraulic processes affecting the morphology and evolution of the Westerschelde estuary. Chapter 7 in: Nordstrom and Roman, *Estuarine Shores: Evolution, Environment and Human Alterations*, John Wiley and Sons Ltd.
- Dronkers, J. en M.J.F. Stive, 1997 College fysica van kustsystemen. Nederlands Centrum voor Kustonderzoek.
- Eysink, H.D., 1990 Buitendelta van het Haringvliet - morfologische ontwikkelingen en zoutgehalten bij het huidige en een gewijzigd spuiregime. WL-rapport H1104.
- Gerritsen, F. en H. De Jong, 1983 Stabiliteit van doorstroomprofielen in de Westerschelde. Rijkswaterstaat Nota WWKZ-83.V008, november 1983
- Gerritsen, F., 1996 Stability Analysis and Modelling Ebb Tidal Deltas of Dutch North Sea Inlets. KUST2000 rapport (RIKZ), november 1996
- Gerritsen, H., Z.B. Wang en A. Van der Weck, 1999 Morfologische interpretatie van de veranderingen in het getij van de Westerschelde. WL-rapport Z2671, juni 1999
- Hartsuiker, G., Z.B. Wang en R.C. Steijn, 1999 Morfologische ontwikkelingen in het Zeegat van Ameland: toetsing van hypothesen. Alkyon/WL rapport A450/Z2652, augustus 1999
- Huijs, S.W.E., 1996 De ontwikkeling van de morfologie in de Westerschelde in relatie tot menselijke ingrepen. IMAU-rapport R96-17, Utrecht, augustus 1996
- Jansen, M., 1998 Afbouw SCALWEST-modellen, Rapportage Activiteit D. Svasek-rapport 98165/1047, juli 1998
- Jeuken, M.C.J.L., 1993 Morfologische veranderingen van de platen en geulen in de Westerschelde gedurende de periode 1965-1990. Nota NWL-93.13, maart 1993
- Kleef van, A.W., 1995 Verklaring van de veranderingen in de grootschalige zandbalans van het gebied rond het Middelgat, Westerschelde. Rijkswaterstaat Notitie NWL-95.02-A.
- Kreeke van de, J. en J. Haring, 1979 Equilibrium Flow Areas in the Rhine-Meuse Delta. *Coastal Engineering*, 3 (1979) pp 97-111, Elseviers, Amsterdam.
- Kreeke van de, J. en K. Robaczewska, 1993 Tide-induced Residual Transport of Coarse Sediment; Application to the Ems Estuary. *Neth. Journal of Sea Res.* 31 (3), pp 209-220
- Ligtenberg, J., 1998 De rol van het getij bij de aanzanding van het Marsdiep, vóór en na de afsluiting van de Zuiderzee. Werkdocument RIKZ/OS-98.106x, mei 1998
- Mol, G., A.M. van Berchum en G.M. Krijger, 1997 De toestand van de Westerschelde aan het begin van de verdieping 48'/43'. Rapport RIKZ-97.049, ISBN 90-369-3412-5

- Pieters, T., 1993 Het Schelde-estuarium, beheren of beheersen? Rijkswaterstaat, Rapport DGW-93.032, April 1993
- Ridderinkhof, H., 1990 Residual currents and mixing in the Wadden Sea. Ph.D. Thesis; Publication nr. 12 of NIOZ, Netherlands
- Steijn, R.C. en C. Jeuken, 2000 Vier mogelijke beheersingrepen in het Zeegat van Texel. Alkyon/WL rapport A514/Z2742, januari 2000
- Storm, C., 1996 Residuele zandtransporten in de Westerschelde. RIKZ werkdocument OS-96.837x, december 1996.
- Termaat, G.R., 1994 Stabiliteitsparameter opgesteld voor geulen in de Westerschelde. Stage-verslag Vakgroep Fysische Geografie, Universiteit Utrecht.
- Veen van, J., 1950 Eb- en vloed-schaar systemen in de Nederlandse getijwateren. Tijdschrift KNAG, 2e reeks, deel 67, pp 303-325.
- Verbeek, H., F.T.G. Tank en M.D. Groenewoud, 1998. Drempels in de Westerschelde: natuur en mens samen aan het werk. Rapport RIKZ-98.011, ISBN 90-369-3472-9, april 1998
- Wang, Z.B., C. Jeuken en H.J. de Vriend, 1999 Tidal asymmetry and residual sediment transport in estuaries. WL-rapport Z2749, november 1999

tabel2-1

raai- nummer	jaar	EV	FV	TV	Ac (m ²)	Ac'eb (m ²)	Ac'vloed (m ²)	Qmax eb (m ³ /sec).10 ³	Qmax vloed (m ³ /sec).10 ³	v (m/sec)	vmax(eb) (m/sec)	vmax(vloed) (m/sec)	Q (m ³ /sec)	û (m/sec)
		(x 10 ⁶ m ³)												
1	1971	142.7	134.8	277.5	12600	12600	15660	9.0	13.3	0.49	0.71	0.85	9752	0.77
	1975	159.5	154.2	313.7	12690	13030	16770	9.8	14.4	0.55	0.75	0.86	11024	0.87
	1982	173.3	155.5	328.8	13425	14445	17675	11.6	15.2	0.55	0.80	0.86	11554	0.86
*	1991	157.6	147.9	305.5	13044			10.5	14.1	0.52				
*	1996	170.9	168.0	338.9	14041			11.6	16.0	0.54				
2	1972	211.4	208.4	419.8	16895	16895	22835	13.1	20.4	0.56	0.78	0.89	14752	0.87
*	1982	206.6	211.1	417.7	18650			13.8	17.7	0.50				
*	1989	191.2	198.4	389.6	17488			15.6	17.8	0.50				
*	1994	228.6	223.9	452.5	18870			15.8	19.7	0.54				
*	1998	227.3	221.0	448.3	18365			14.9	22.2	0.55				
3	1933/34	261.0	251.0	512.0	16663	16663	24263	14.3	21.1	0.69	0.86	0.87	17992	1.08
	1963	245.0	239.3	484.3	13770	16830	21750	16.3	26.4	0.79	0.97	1.21	17019	1.24
	1980	273.8	256.3	530.1	16880	16880	25620	17.3	27.9	0.70	1.03	1.09	18628	1.1
*	1988	258.8	257.4	516.2	17885			17.5	25.5	0.65				
*	1990	248.7	259.8	508.5	18636			16.8	21.9	0.61				
*	1995	256.8	236.2	493.0	18040			18.0	26.9	0.61				
*	1996	261.7	256.1	517.8	18550			16.9	26.0	0.62				
* 4	1991	9.0	8.9	17.9	580			1.2	1.6	0.69				
*	1994	14.0	12.6	26.6	540			2.5	2.5	1.10				
5	1937	390.0	369.0	759.0	34530	34530	39650	24.5	33.2	0.49	0.71	0.84	26672	0.77
	1957	380.4	372.3	752.7	29801	29801	35560	24.8	39.0	0.57	0.83	1.10	26451	0.89
	1964	359.1	352.1	711.2	28610	28610	34370	21.8	36.1	0.56	0.76	1.05	24992	0.87
	1970	399.8	442.0	841.8	30565	32485	36965	25.4	46.3	0.62	0.78	1.25	29582	0.97
	1975	365.8	373.4	739.2	29975	30935	37015	22.4	37.5	0.55	0.72	1.01	25976	0.87
	1981	403.2	378.3	782.8	33950	35870	41310	23.2	43.6	0.52	0.65	1.06	27508	0.81
*	1988	352.4	370.0	722.4	33302			25.7	36.9	0.49				
6	1932	545.0	544.0	1089.0	43450	44840	49850	35.0	46.0	0.56	0.78	0.92	38268	0.88
	1957	491.4	489.3	980.7	40129	41879	46929	27.8	44.7	0.55	0.66	0.95	34463	0.86
	1968	517.5	495.5	1013.0	41050	43150	48250	34.0	48.3	0.55	0.79	1.00	35598	0.87
	1972	506.0	504.4	1010.4	41050	43150	48250	33.2	45.3	0.55	0.77	0.94	35506	0.87
	1978	540.2	540.5	1080.7	39200	42700	47200	34.7	57.8	0.62	0.81	1.23	37977	0.97
*	1983	536.7	513.4	1050.1	39620			34.7	52.7	0.59				
*	1988	498.2	504.4	1002.6	35780			32.0	49.7	0.63				
*	1989	531.2	509.9	1041.1	36973			33.0	49.5	0.63				
* 6	1994	513.9	504.6	1018.5	37650			32.9	48.5	0.61				

tabel2-1



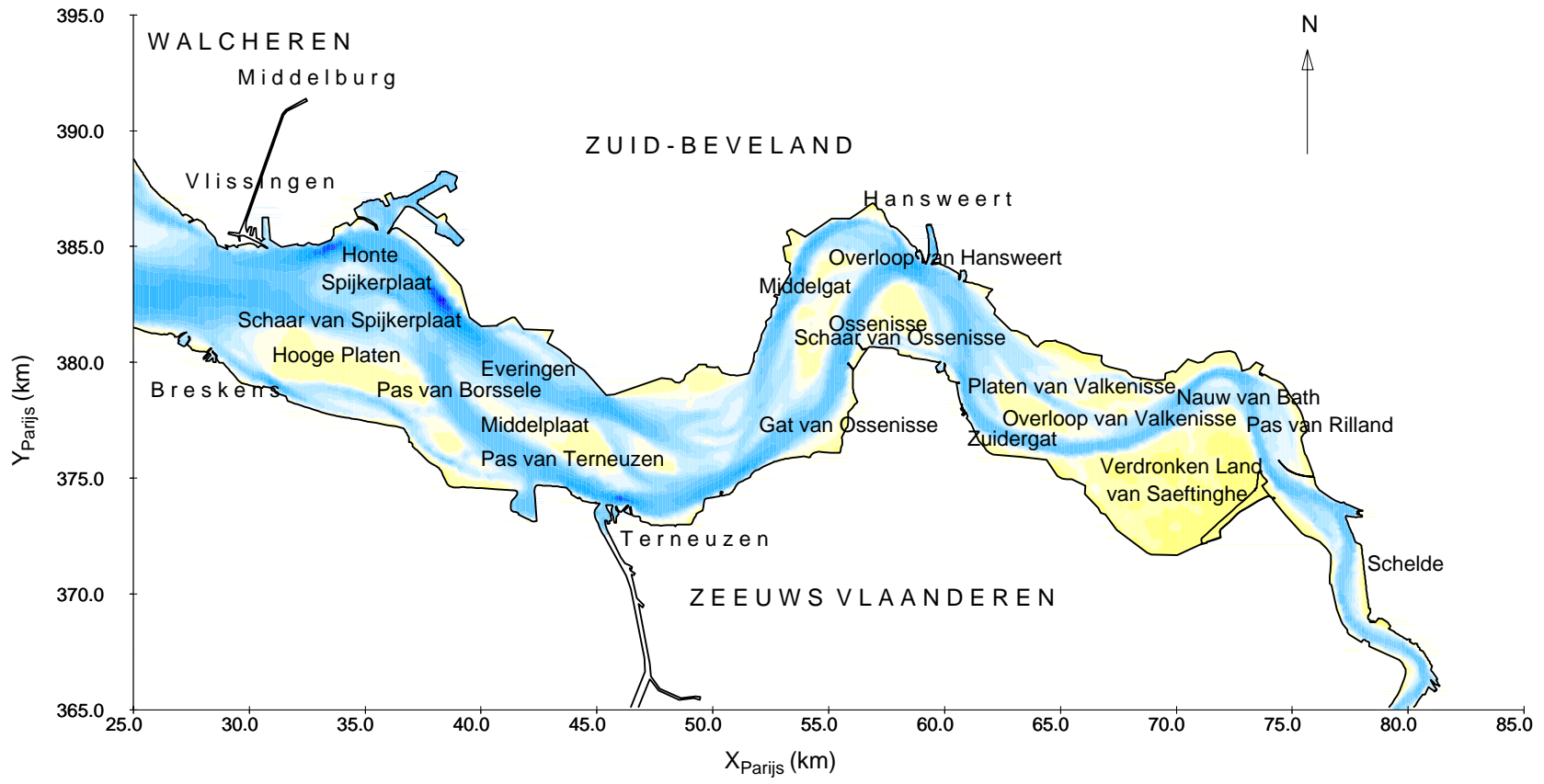
Overzicht van het studiegebied

Stroomvoerend vermogen, getijdinominatie en resttransporten

A569

Alkyon

Fig. 1.1



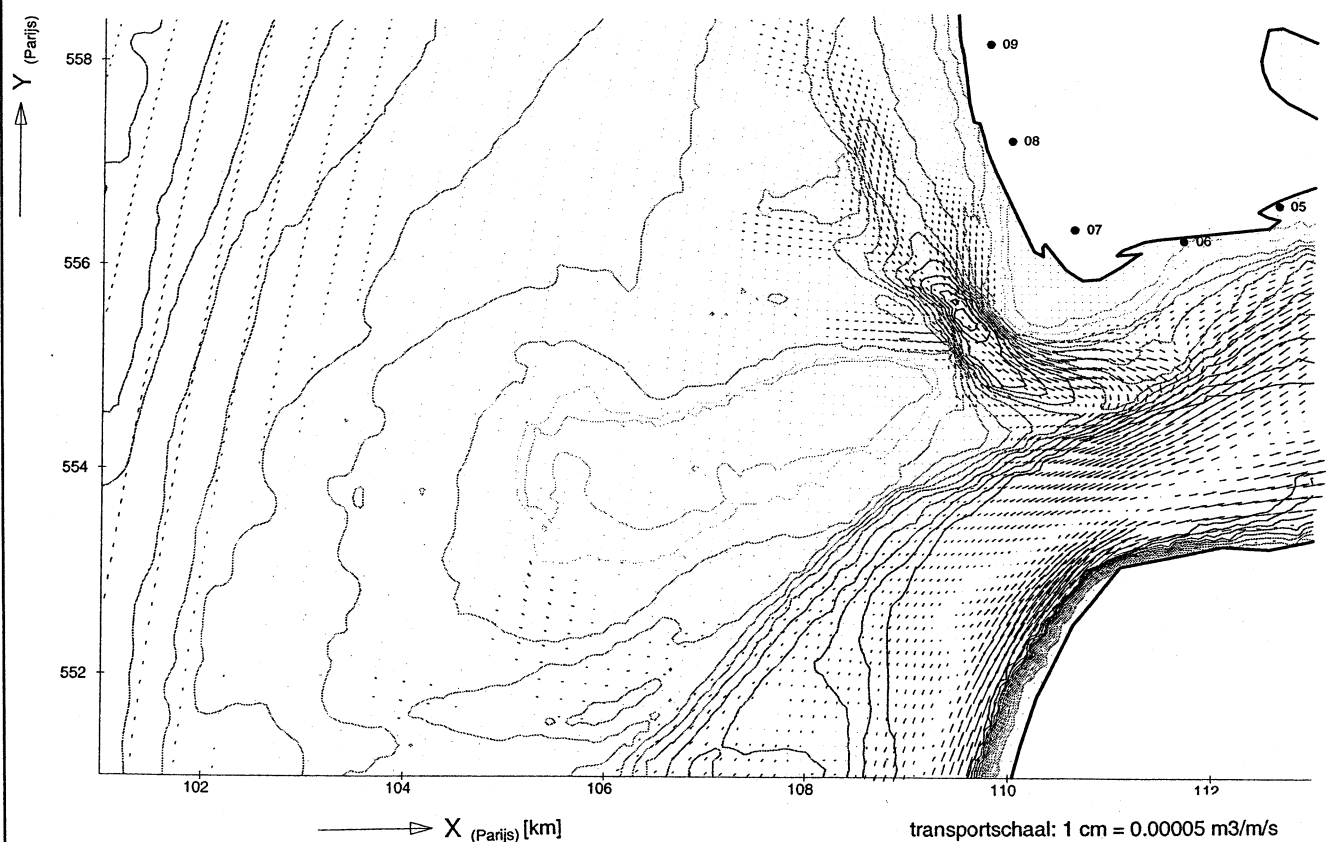
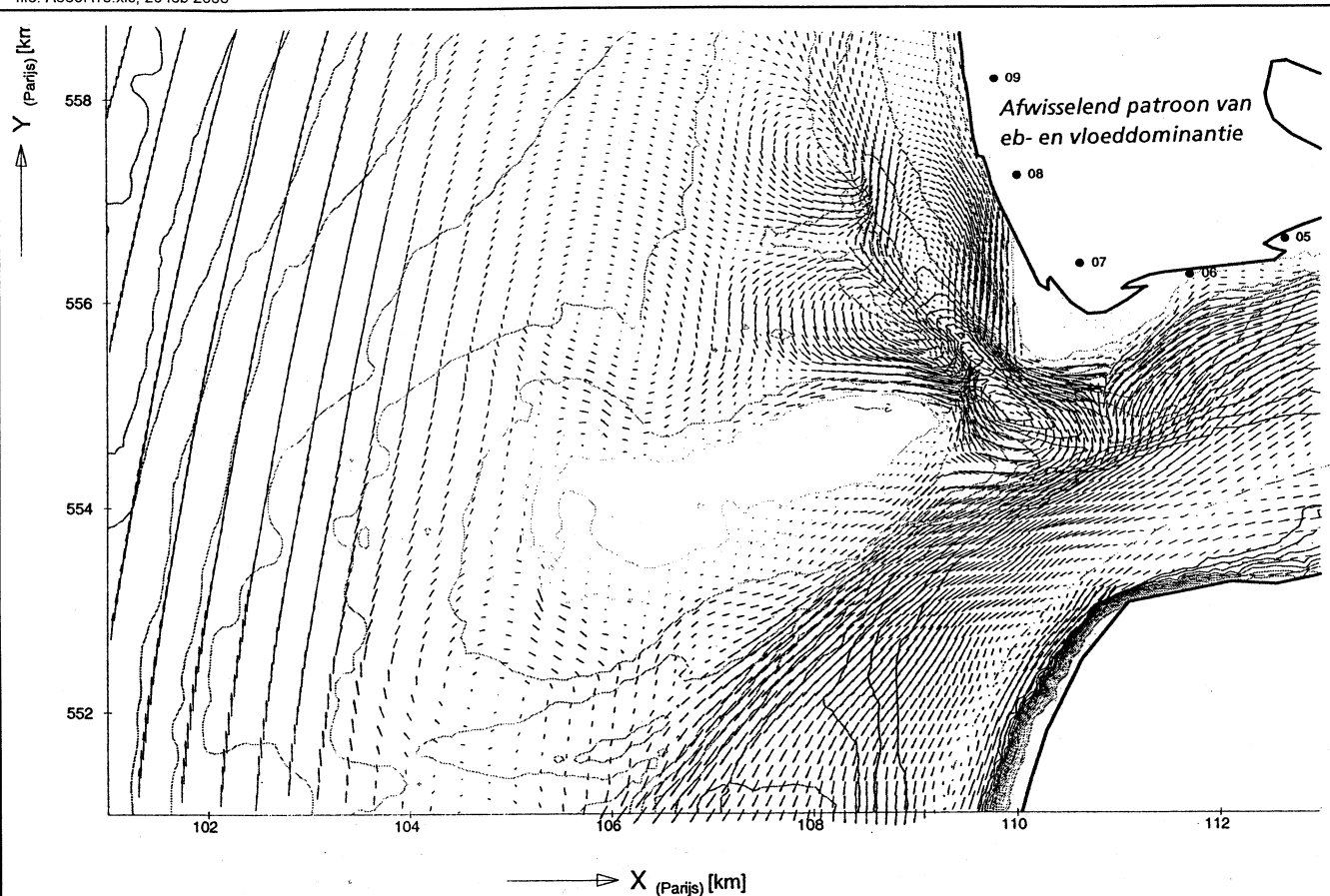
Bodem van de Westerschelde

Stroomvoerend vermogen, getijdominantie en restransporten

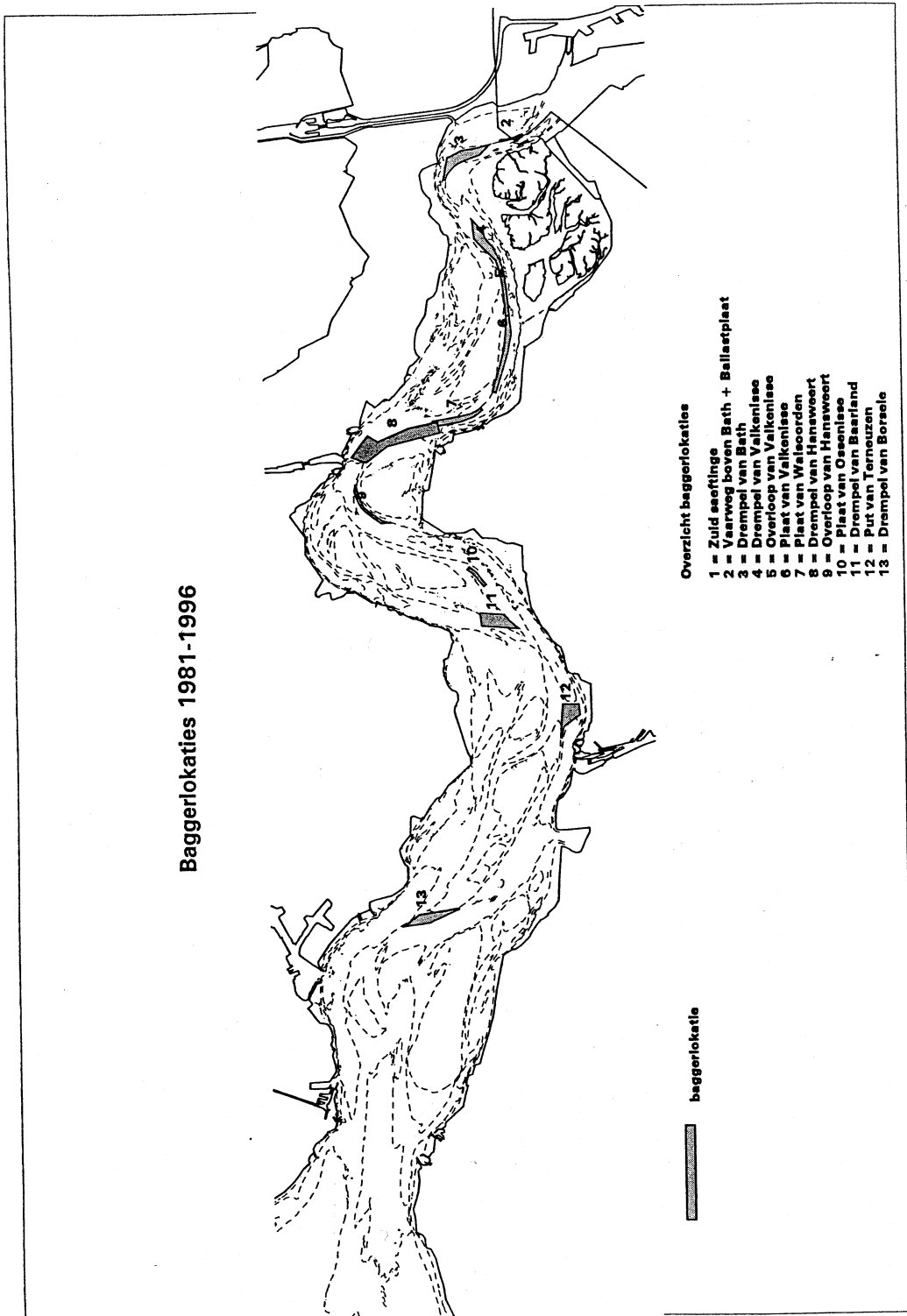
A569

Alkyon

Fig. 1.2

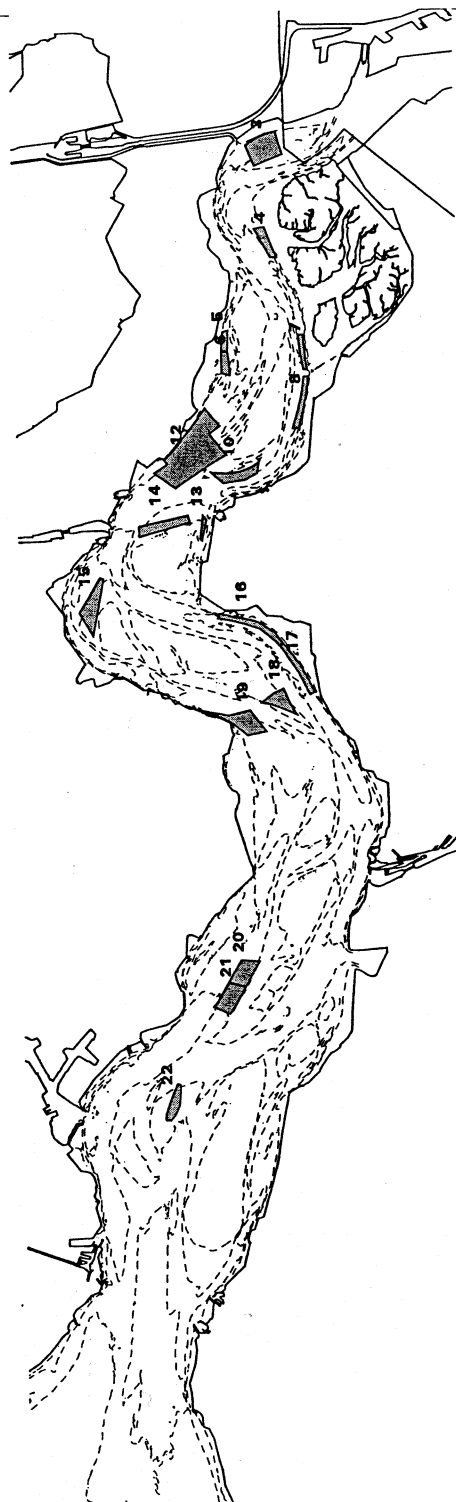


Getijgemiddelde reststroom (boven)
en resttransport (onder) in het Marsdiep



Overzicht baggerlokaties Westerschelde 1981-1996

Stortlokaties 1981-1996

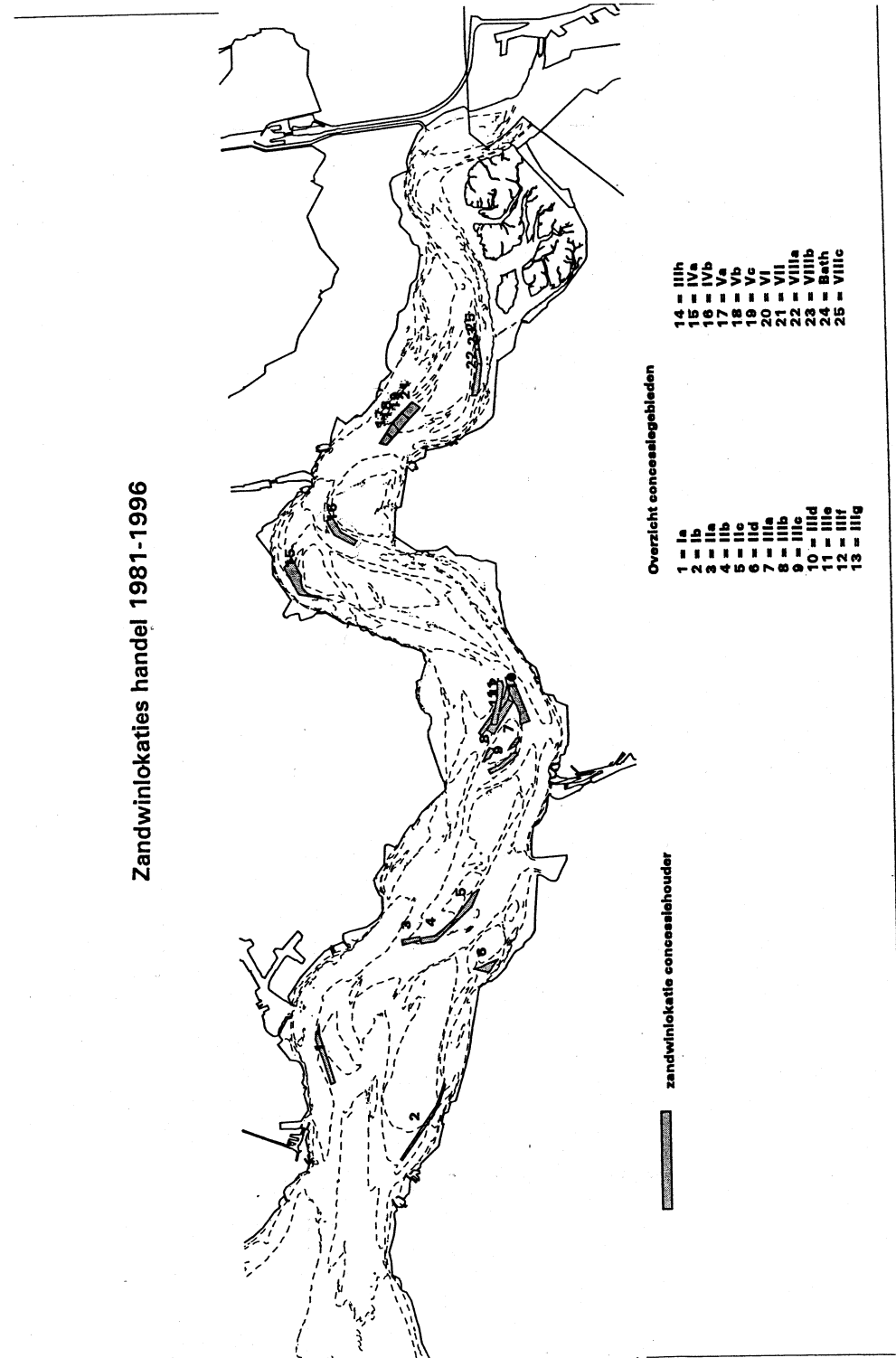


Overzicht stortlokaties

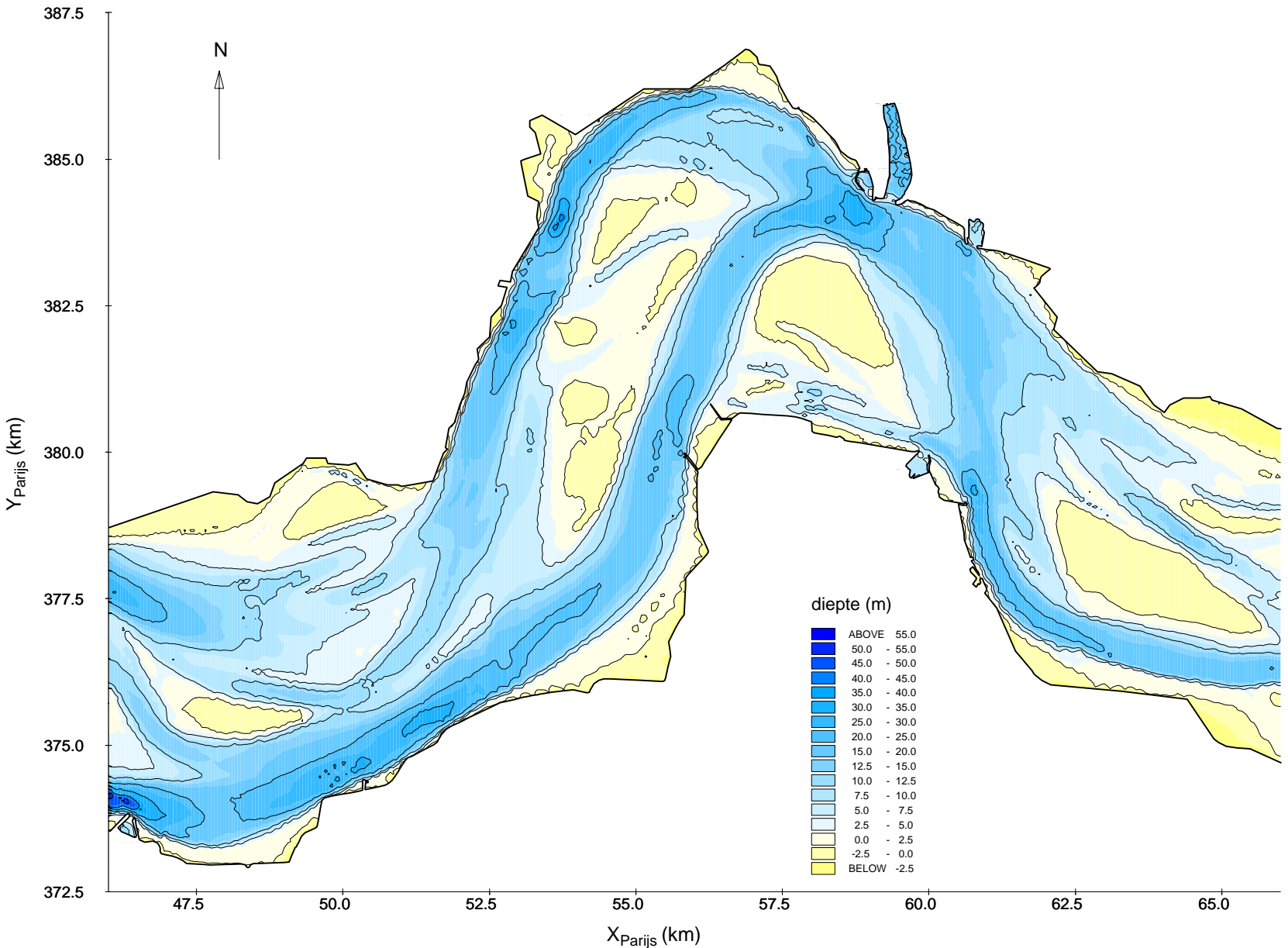
- 1 = Loldam ballastplaat
- 2 = Zinkers grene
- 3 = Appelzak
- 4 = Schaar van de Noord
- 5 = Zimmermangeul eb
- 6 = Zimmermangeul vloed
- 7 = Konijnenschor
- 8 = Baalhoek/Afw.boei63/boei63
- 9 = sliken van Walseorden
- 10 = Schaar van walseorden
- 11 = Schaar van valkenisse
- 12 = Schaar van waarde
- 13 = Perkpolder

- 14 = Plaat van Oesenisse
- 15 = Molensplaat
- 16 = Gat van Oesenisse eb
- 17 = Gat van Oesenisse vloed
- 18 = Rijk van baarland
- 19 = Ebedhaer everingen
- 20 = Vloedchaer everingen eb
- 21 = Vloedchaer everingen vloed
- 22 = Schaar van de Spilkerplaat
- 23 = Mariemontsche plaat

Overzicht stortlokaties Westerschelde 1981-1996



Overzicht zandwinlokaties (handel) Westerschelde 1981-1996



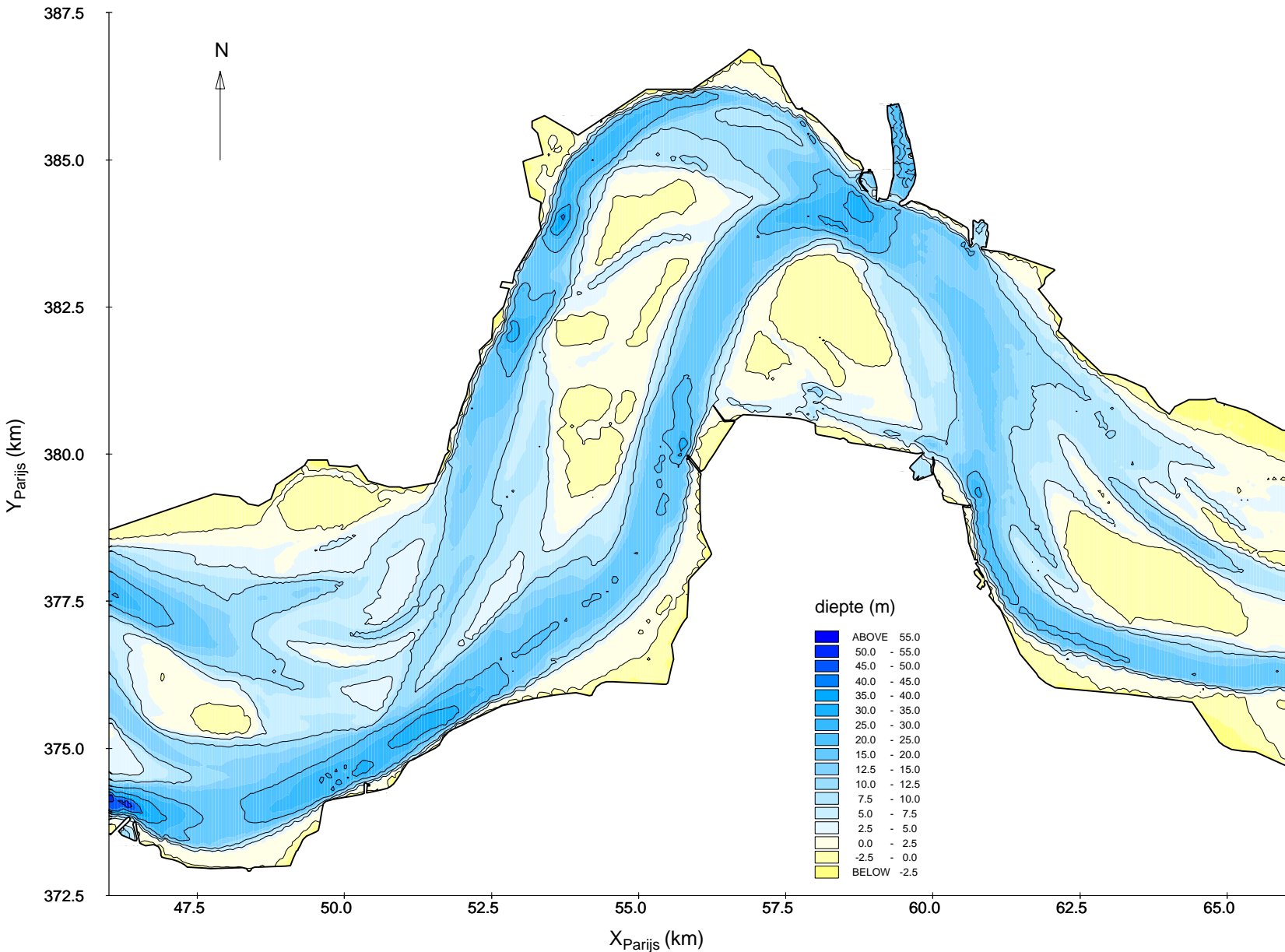
SCALWEST MODEL
Bodemligging 1990

Stroomvoerend vermogen, getijdominantie en restransporten

A569

Alkyon

Fig. 5.1



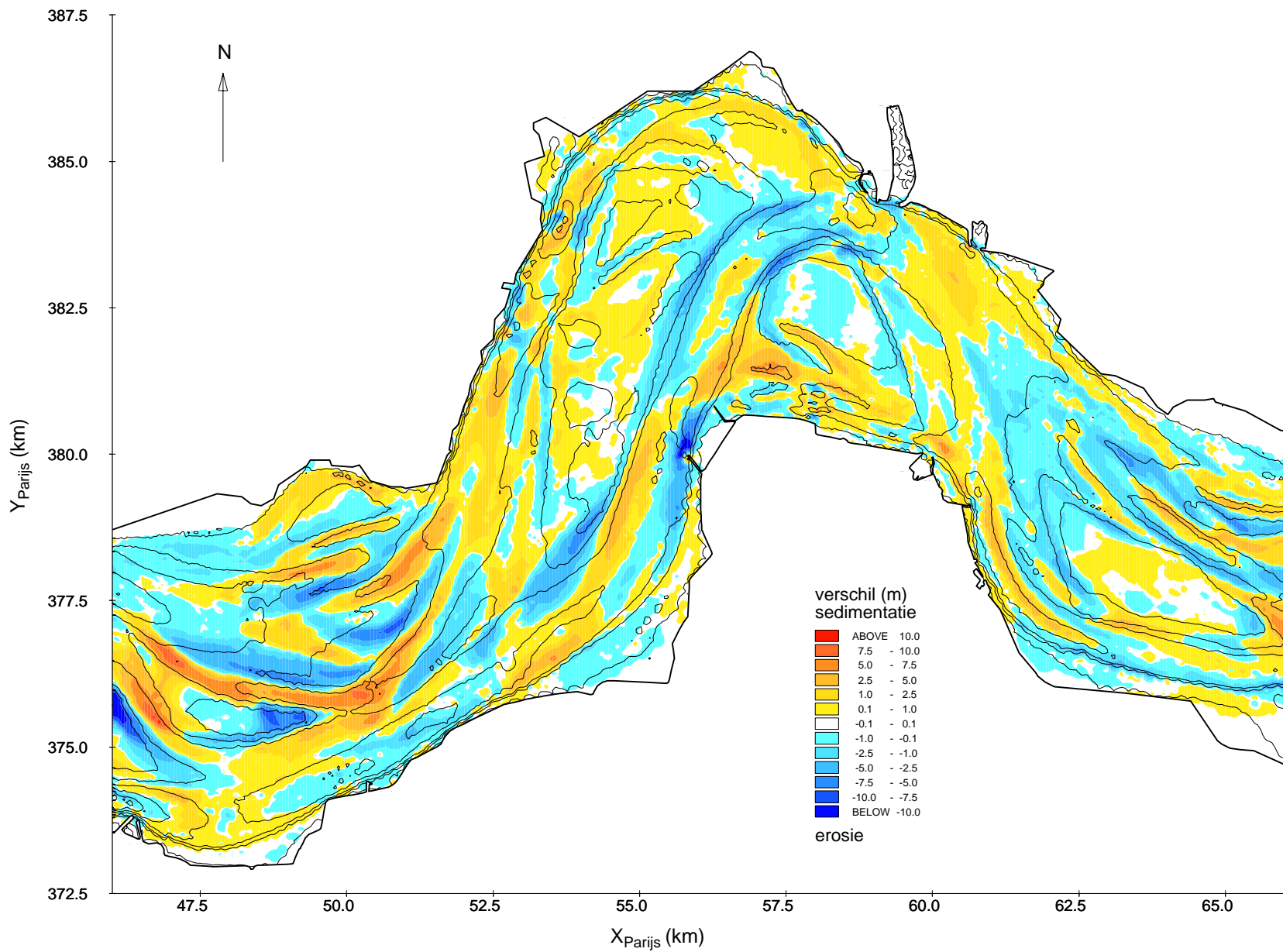
SCALWEST MODEL
Bodemligging 1996

Stroomvoerend vermogen, getijdominantie en restransporten

A569

Alkyon

Fig. 5.2



SCALWEST MODEL

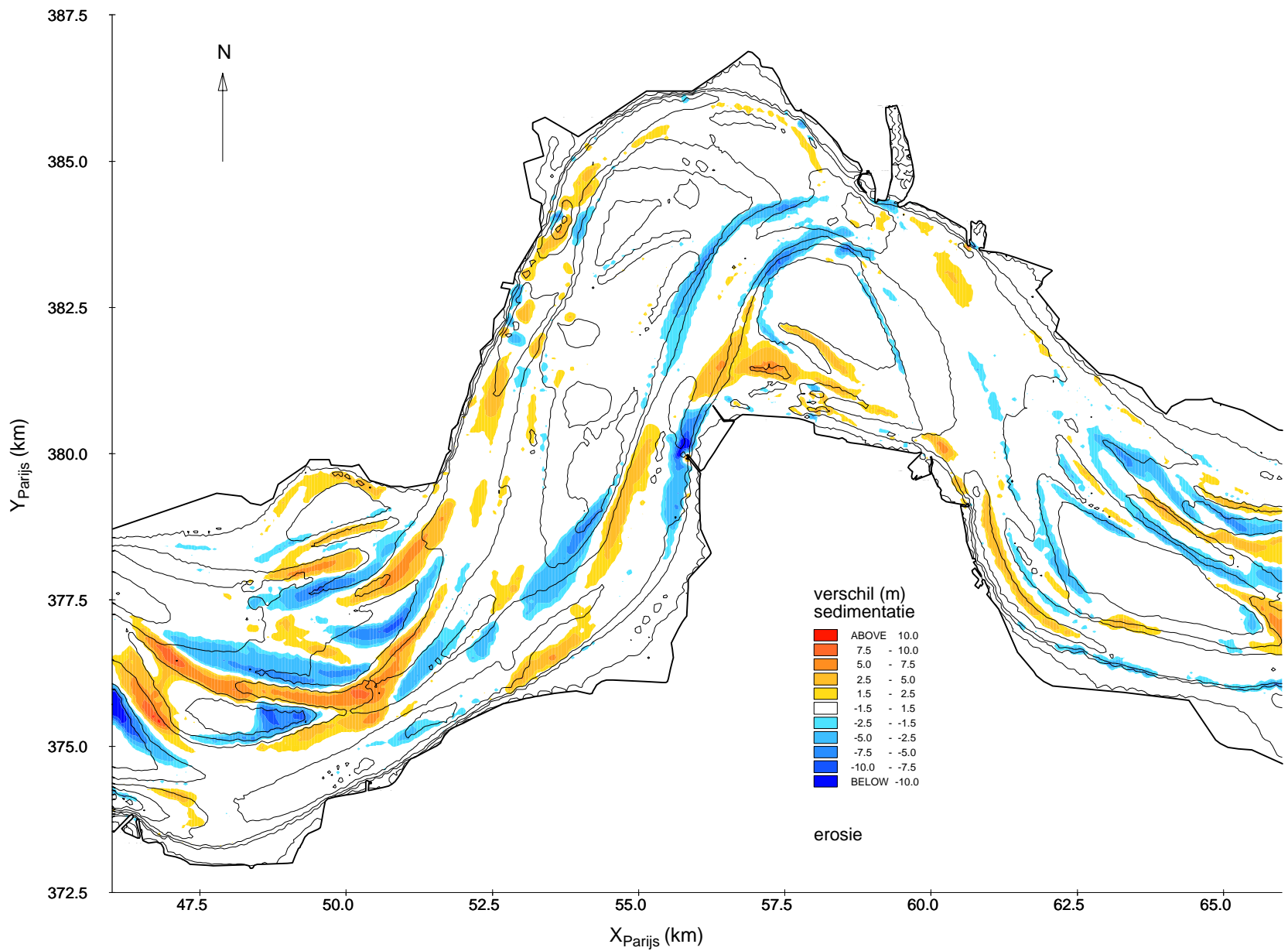
Verschil bodemligging 1990 - 1996
en bodem 1990 (contouren)

Stroomvoerend vermogen, getijdominantie en restransporten

A569

Alkyon

Fig. 5.3a



SCALWEST MODEL

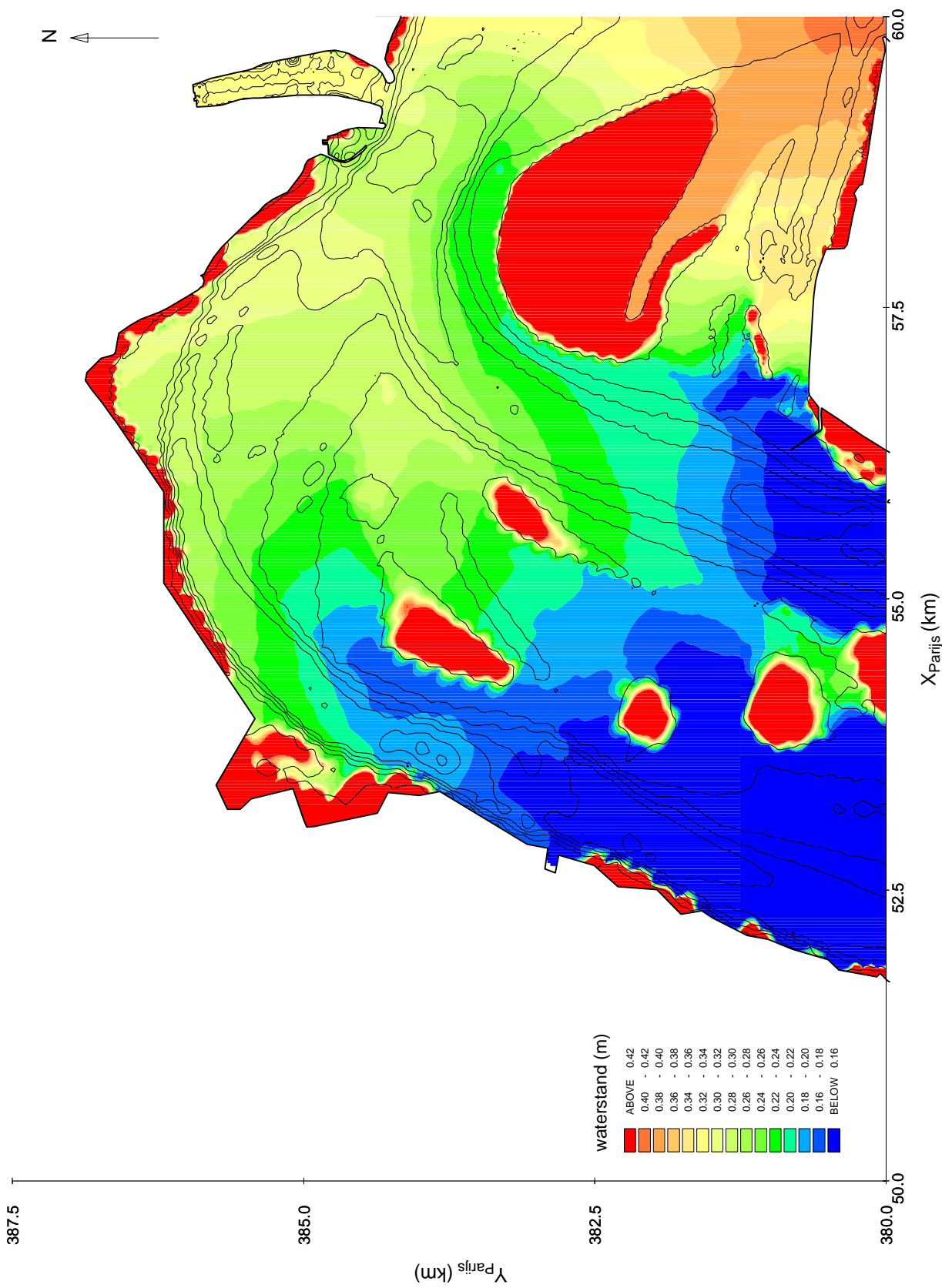
Vershil bodemligging 1990 - 1996
en bodem 1990 (contouren)

Stroomvoerend vermogen, getijdominantie en restransporten

A569

Alkyon

Fig. 5.3b



SCALWEST MODEL

Detail van het waterstandsveldveld op tijdstip $t = 360$ min
(in figuur 5.8)

RUN FS4

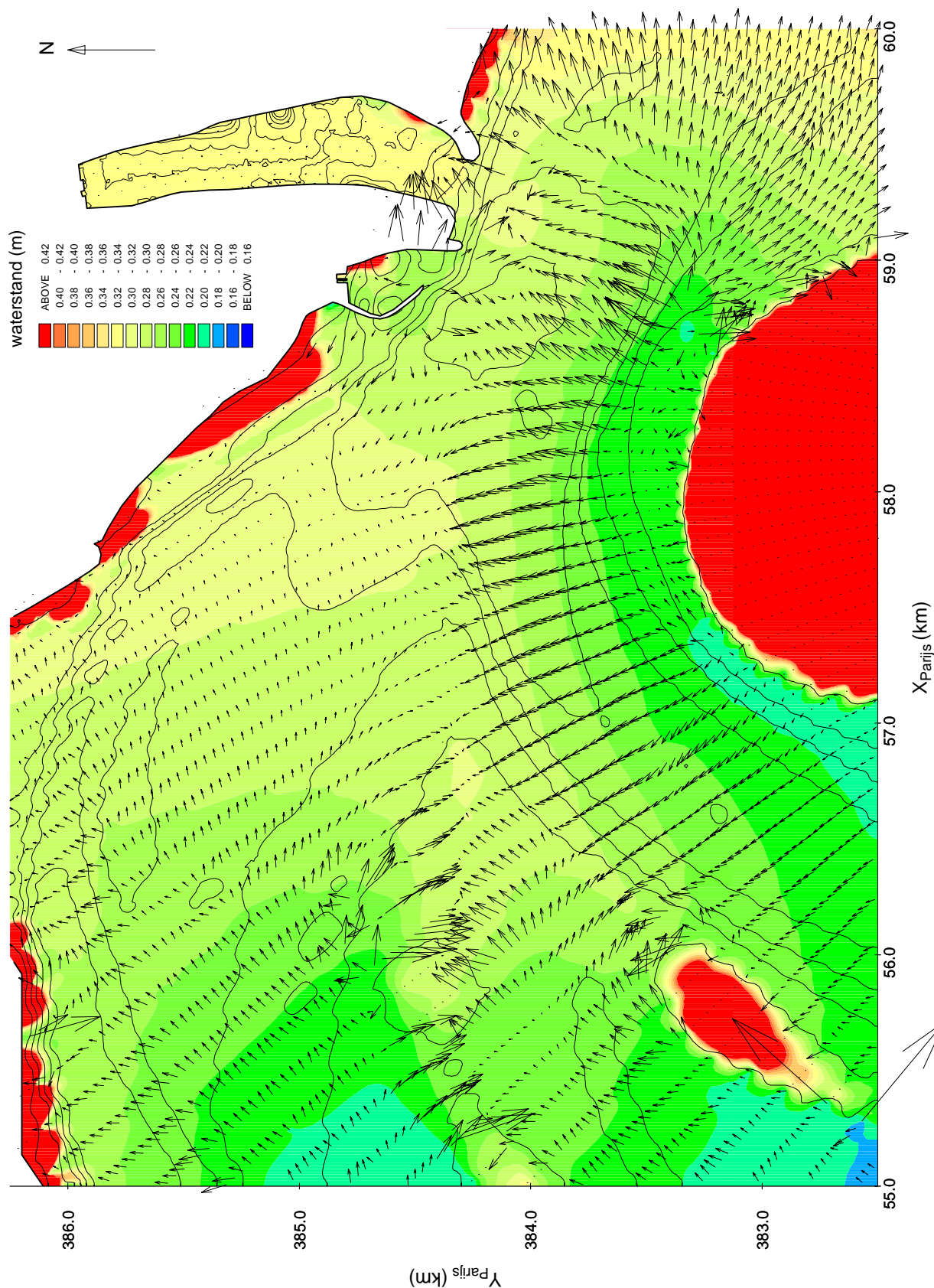
Fourier springtij, bodem 1990

Stroomvoerend vermogen, getijdominantie en resttransporten

A569

Alkyon

Fig. 5.4



SCALWEST MODEL

Detail van het waterstandsveldveld op tijdstip $t = 360$ min
(in figuur 5.8) en berekende gradiënt van het veld

RUN FS4

Fourier springtij, bodem 1990

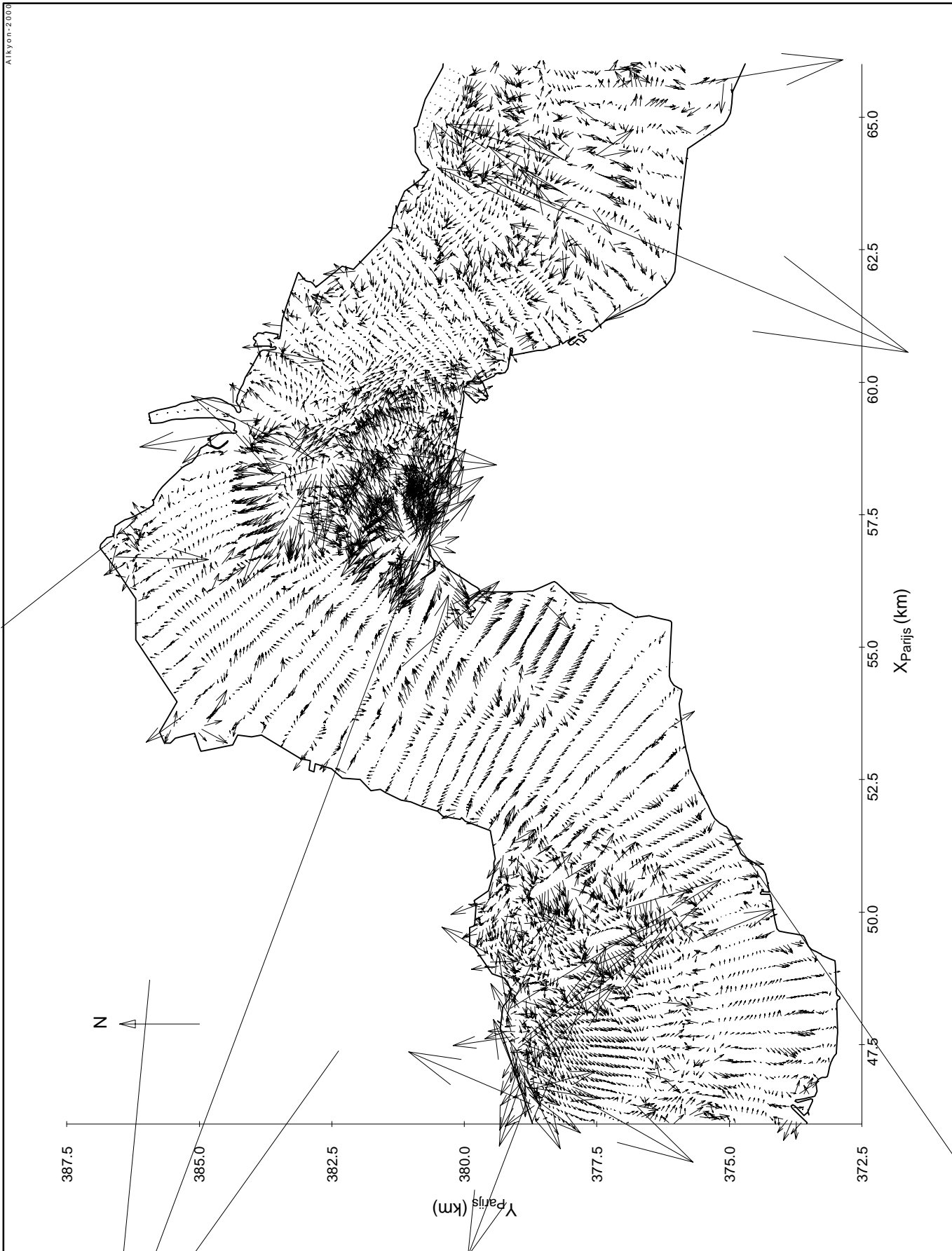
1 cm = 0.25 mm/m

Stroomvoerend vermogen, getijdominantie en resttransporten

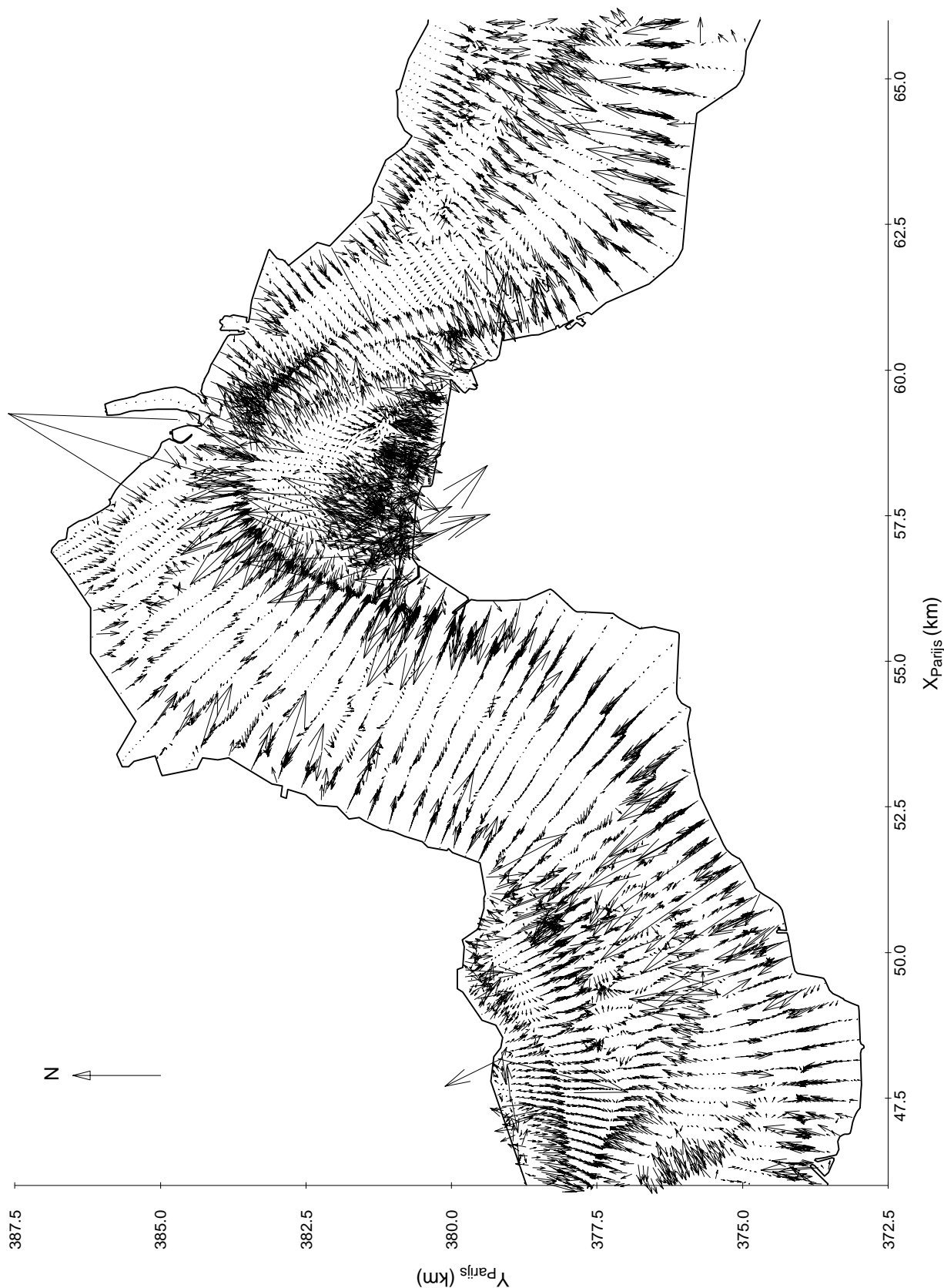
A569

Alkyon

Fig. 5.5



SCALWEST MODEL De gradiënt van de waterstand	RUN FS4	
	Fourier springtij, bodem 1990	
	1 cm = 0.5 mm/m	
Stroomvoerend vermogen, getijdominantie en resttransporten	A569	Alkyon Fig. 5.6



SCALWEST MODEL

De gradiënt van de snelheidshoogte

RUN FS4

Fourier springtij, bodem 1990

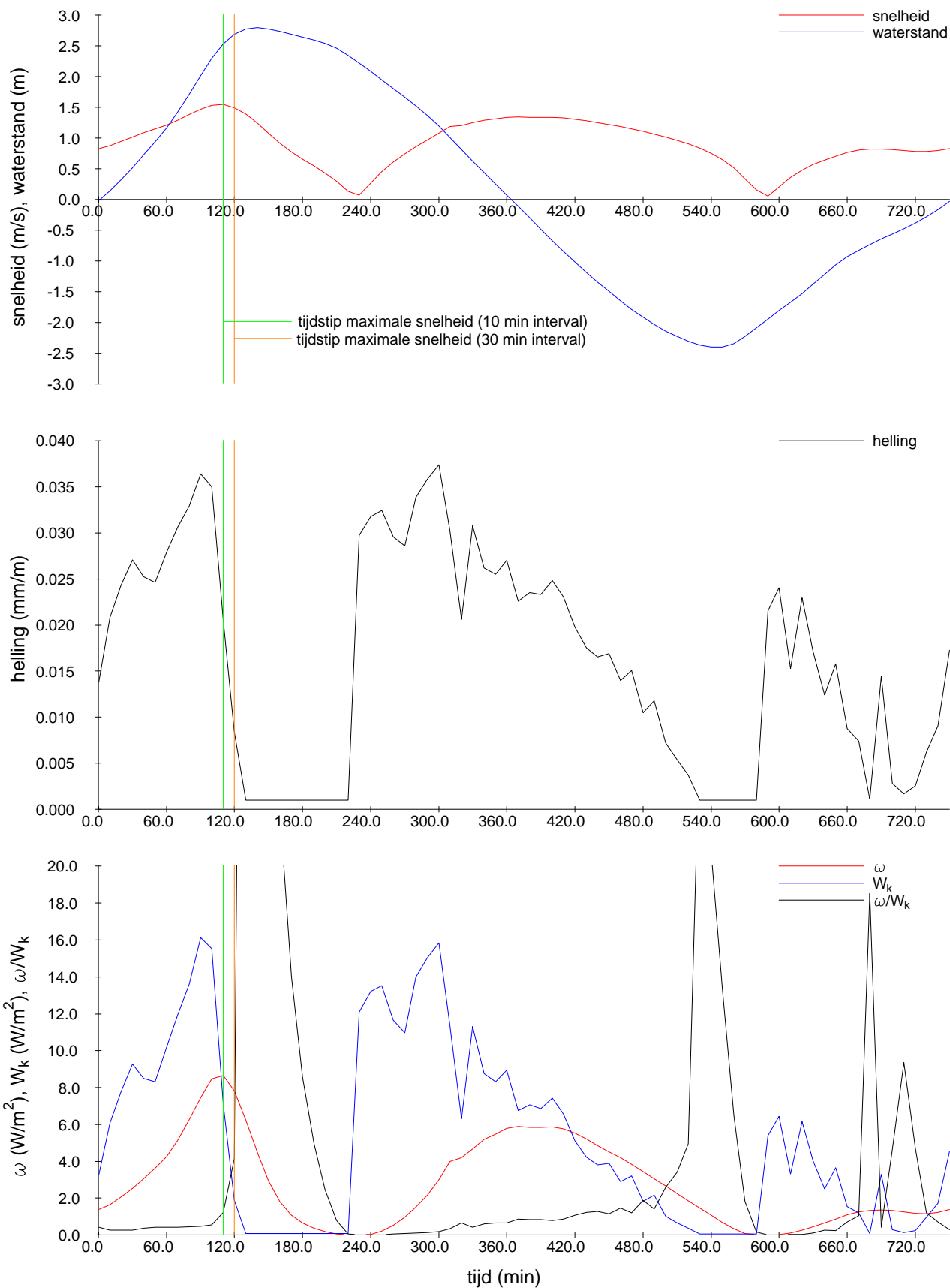
1 cm = 0.5 mm/m

Stroomvoerend vermogen, getijdominantie en resttransporten

A569

Alkyon

Fig. 5.7



SCALWEST MODEL

Tijdsverloop van de verschillende parameters
in het punt x = 54,014 km, y = 377,385 km

RUN FS4

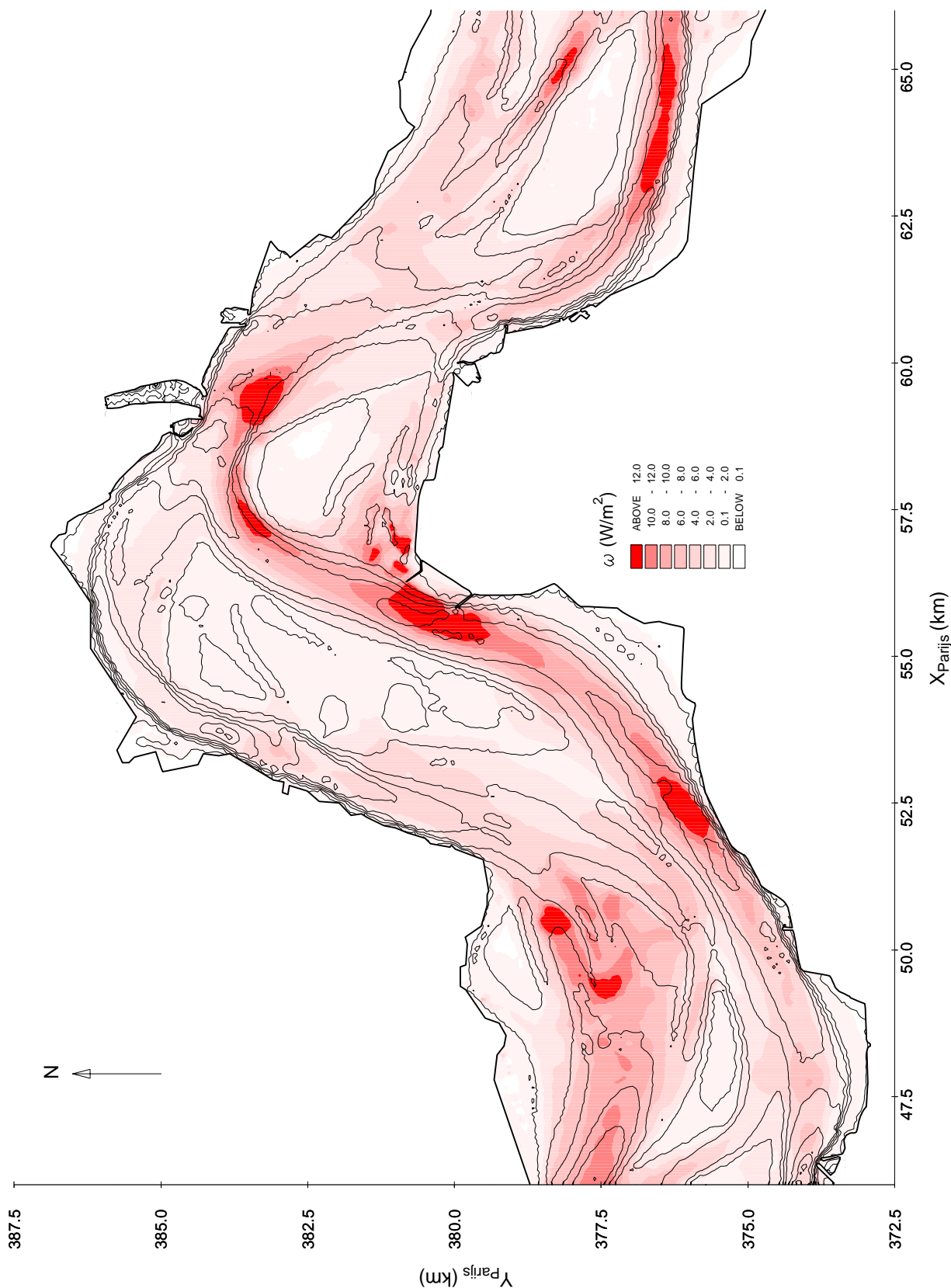
Fourier springtij, bodem 1990

Stroomvoerend vermogen, getijdominantie en resttransporten

A569

Alkyon

Fig. 5.8



SCALWEST MODEL

De unit streampower (ω)

op het moment van maximale lokale snelheid

RUN FS4

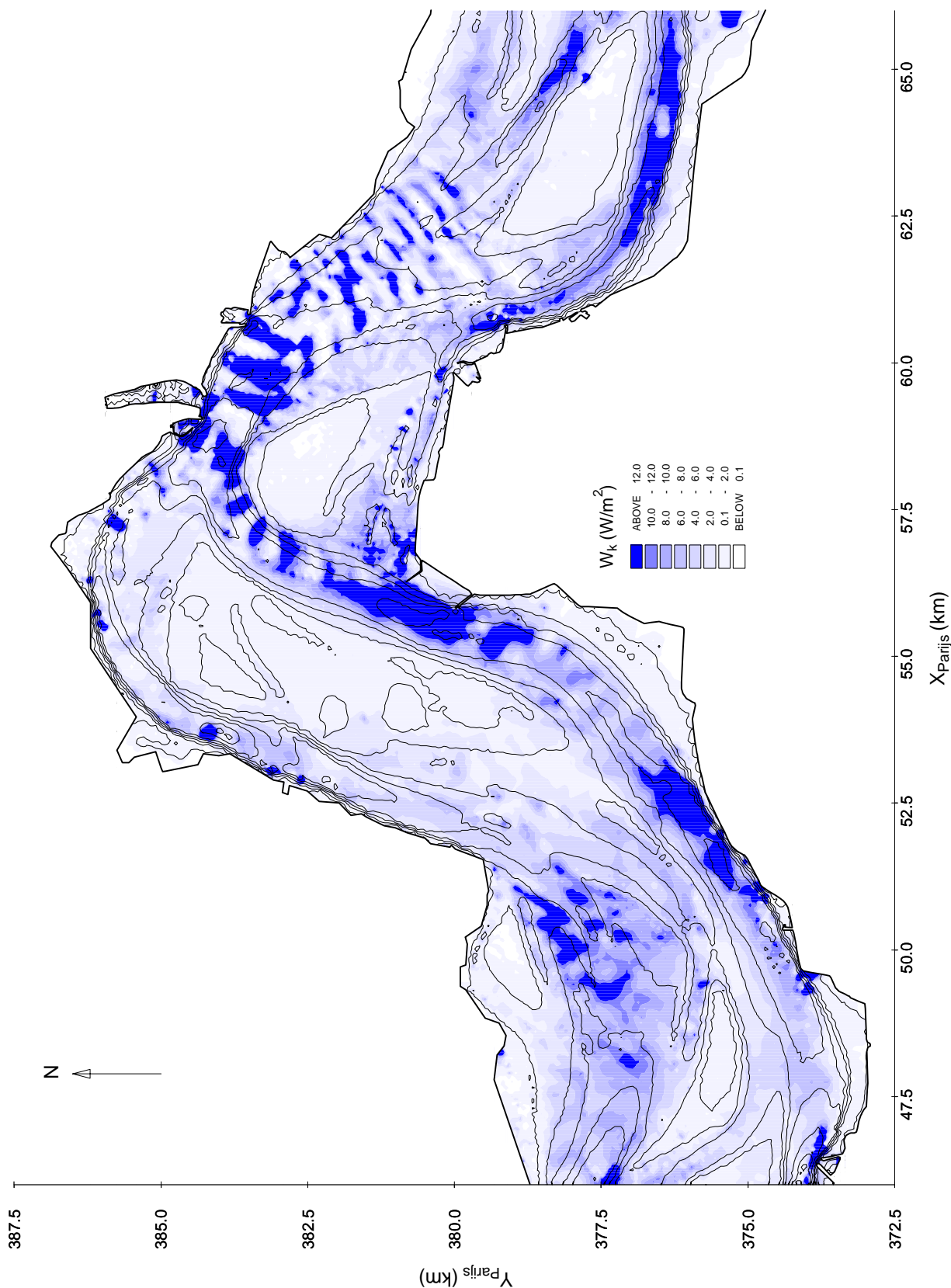
Fourier springtij, bodem 1990

Stroomvoerend vermogen, getijdominantie en resttransporten

A569

Alkyon

Fig. 5.9



SCALWEST MODEL

Het stroomvoerend vermogen (W_k)

op het moment van maximale lokale snelheid

RUN FS4

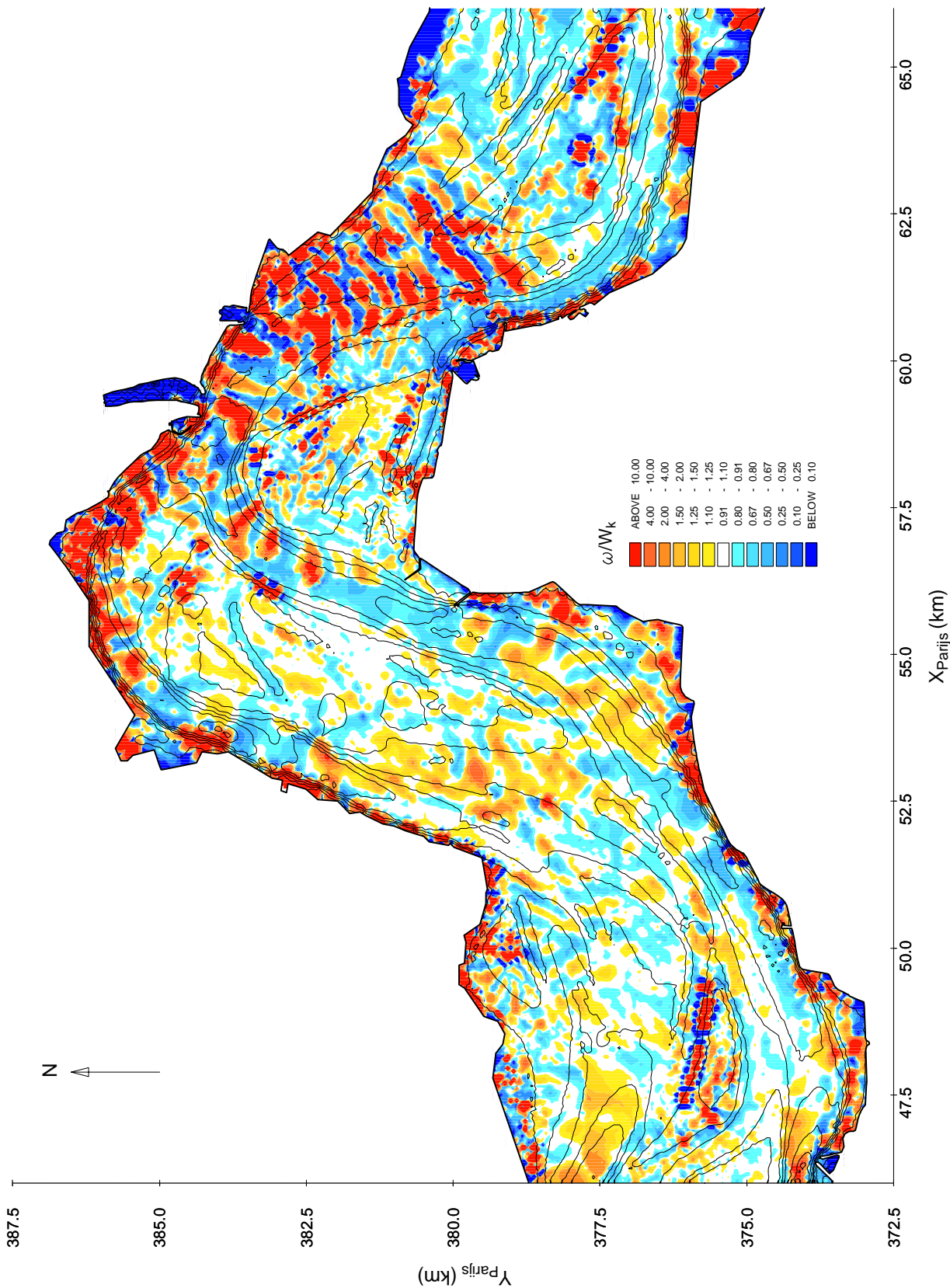
Fourier springtij, bodem 1990

Stroomvoerend vermogen, getijdinantie en resttransporten

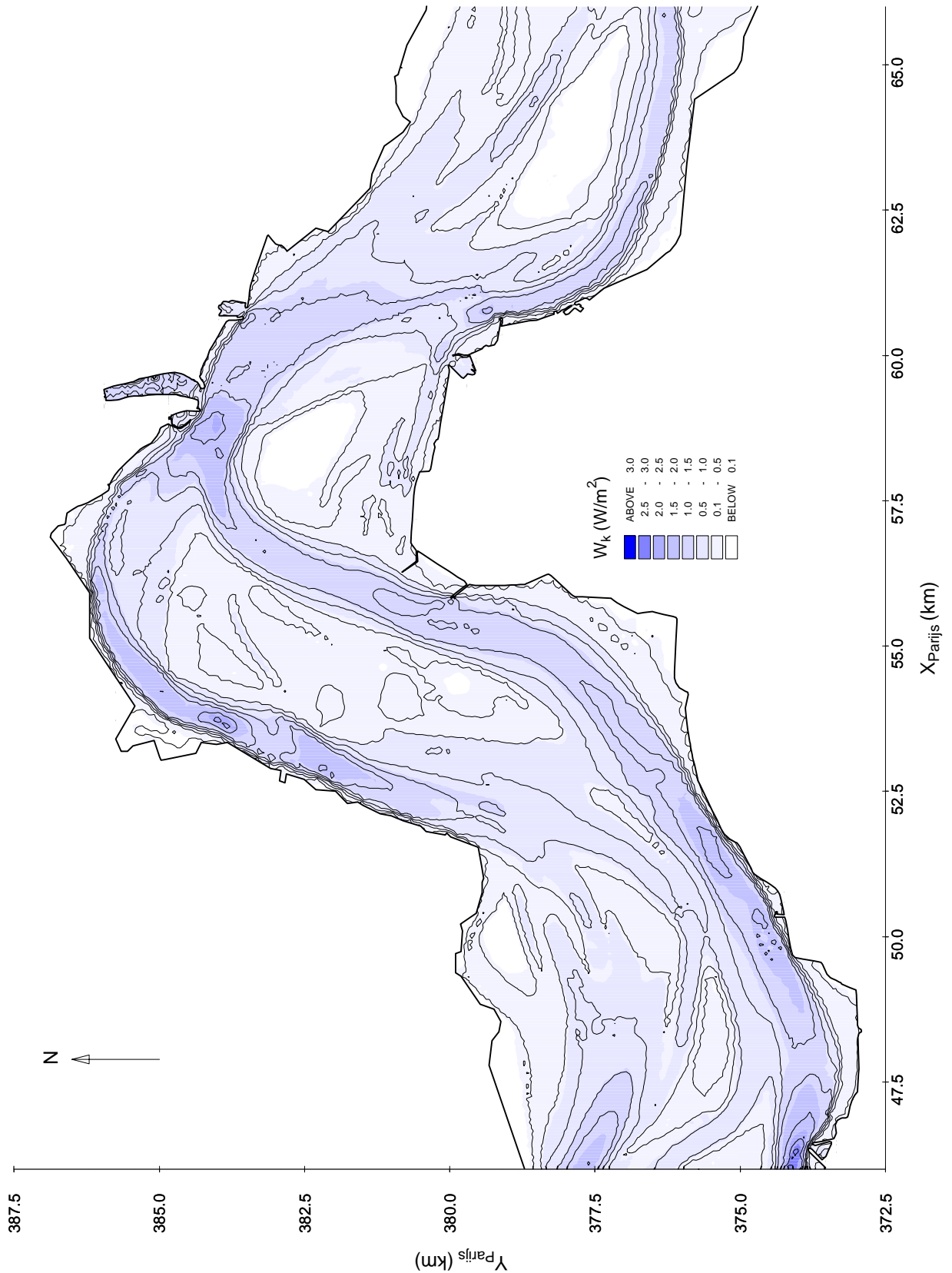
A569

Alkyon

Fig. 5.10



SCALWEST MODEL De unit streampower gedeeld door het stroomvoerend vermogen op het moment van maximale lokale snelheid	RUN FS4	
	Fourier springtij, bodem 1990	
Stroomvoerend vermogen, getijdominantie en resttransporten	A569	Alkyon Fig. 5.11



SCALWEST MODEL

Het stroomvoerend vermogen (W_k) op het moment van maximale lokale snelheid, grootschalige helling $i/h^{1/2}$ ($i = 0,0332 \text{ mm/m}$)

RUN FS4

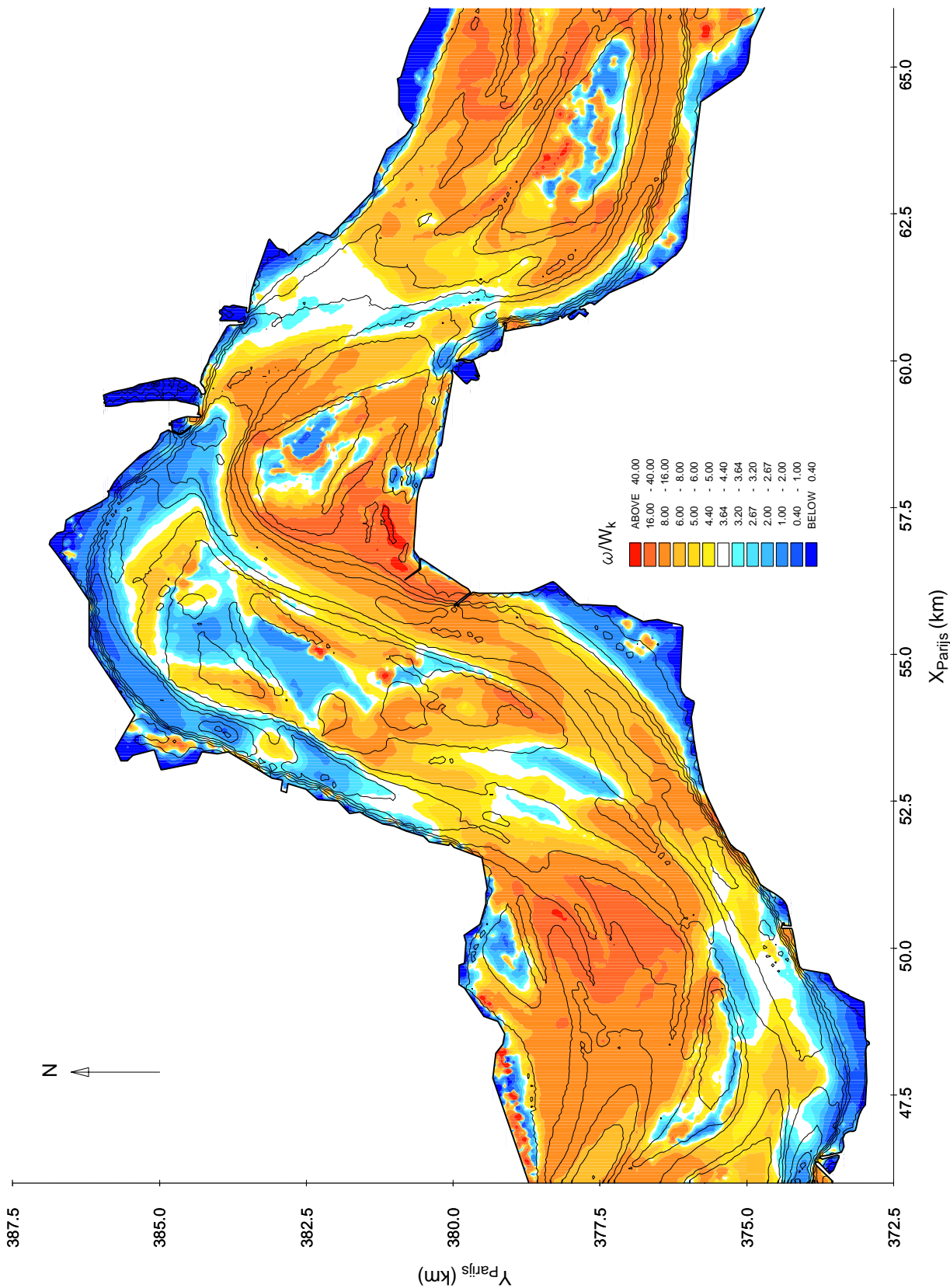
Fourier springtij, bodem 1990

Stroomvoerend vermogen, getijdominantie en resttransporten

A569

Alkyon

Fig. 5.12



SCALWEST MODEL

De unit streampower gedeeld door het stroomvoerend vermogen
op het moment van maximale lokale snelheid, helling $i/h^{1/2}$

RUN FS4

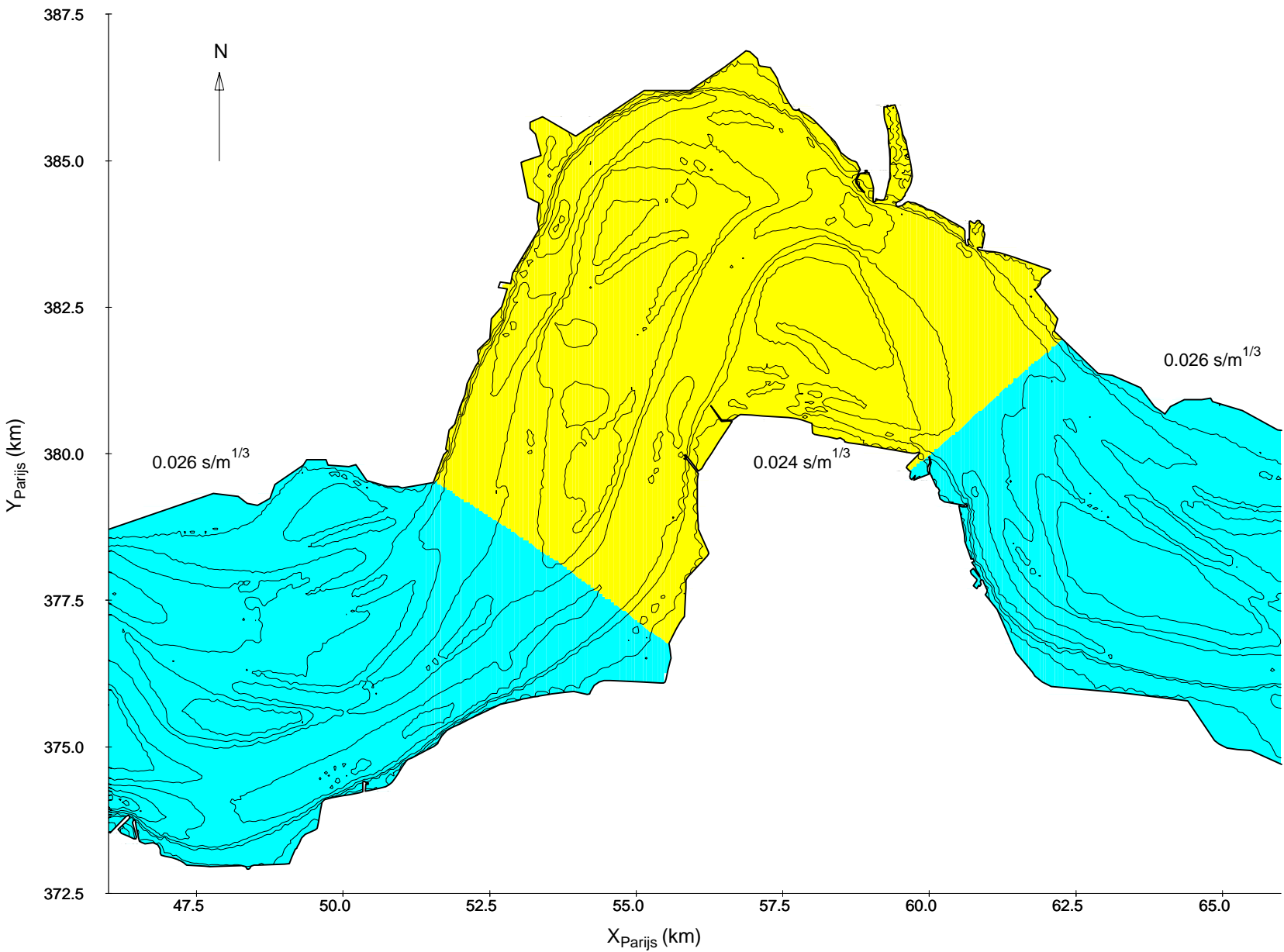
Fourier springtij, bodem 1990

Stroomvoerend vermogen, getijdominantie en resttransporten

A569

Alkyon

Fig. 5.13



SCALWEST MODEL

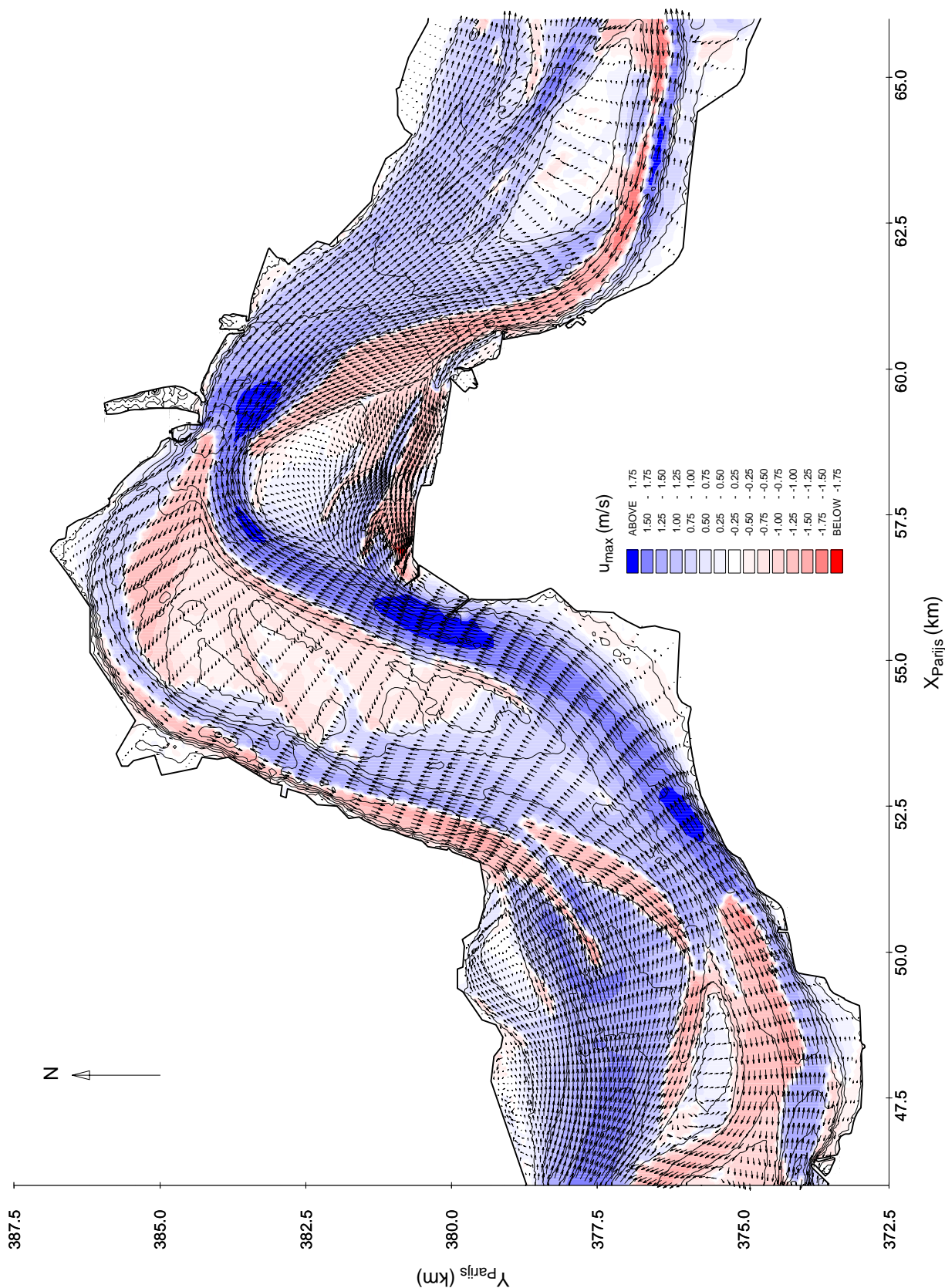
Gebruikte bodemruwheid (Manningwaarde) in het model

Stroomvoerend vermogen, getijdominantie en restransporten

A569

Alkyon

Fig. 5.14



SCALWEST MODEL

Lokale maximale dieptegemiddelde stroming

RUN FS4

Fourier springtij, bodem 1990

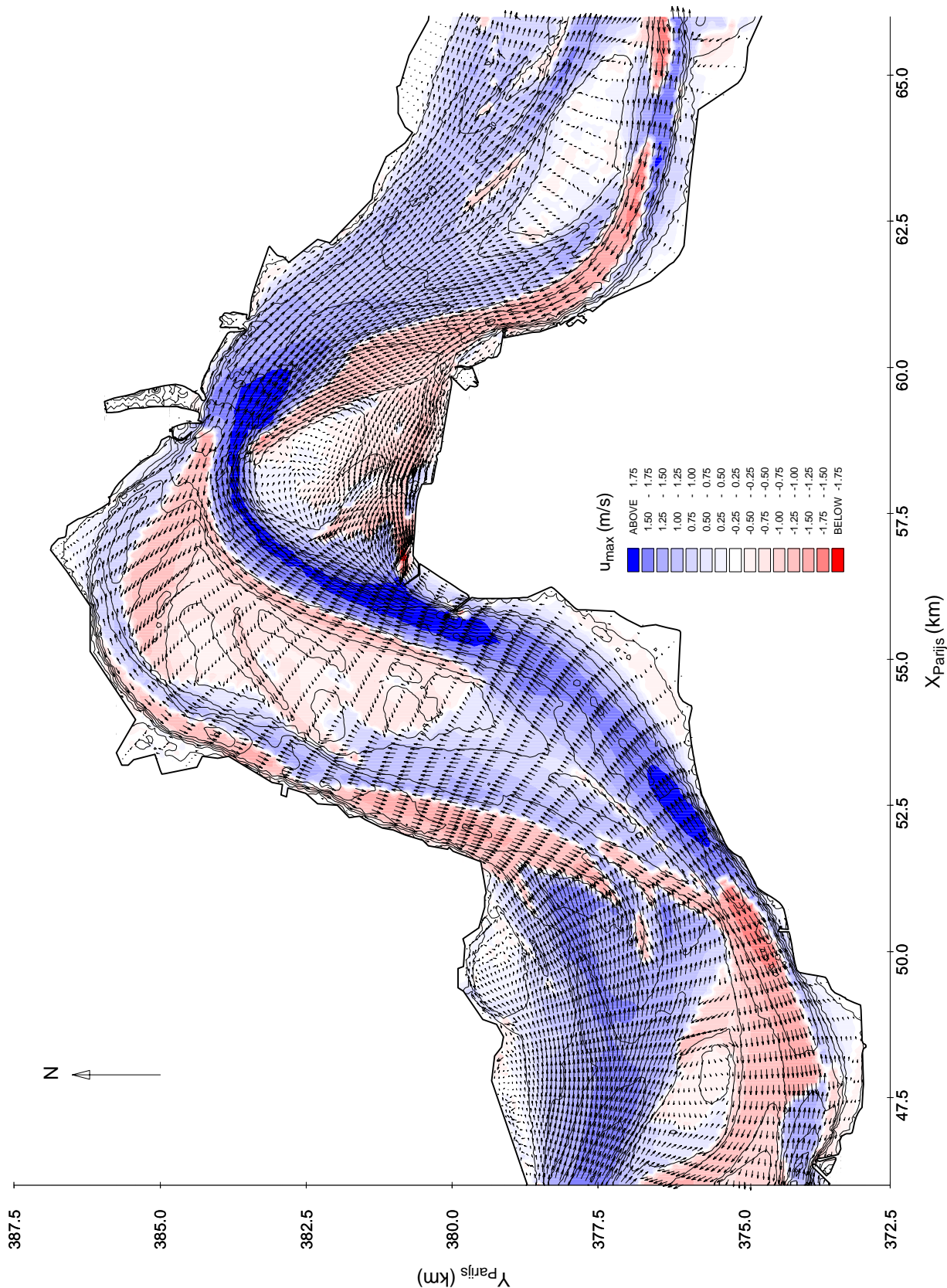
1 cm = 7.5 m/s

Stroomvoerend vermogen, getijdominantie en resttransporten

A569

Alkyon

Fig. 5.15



SCALWEST MODEL

Lokale maximale dieptegemiddelde stroming

RUN FS7

Fourier springtij, bodem 1996

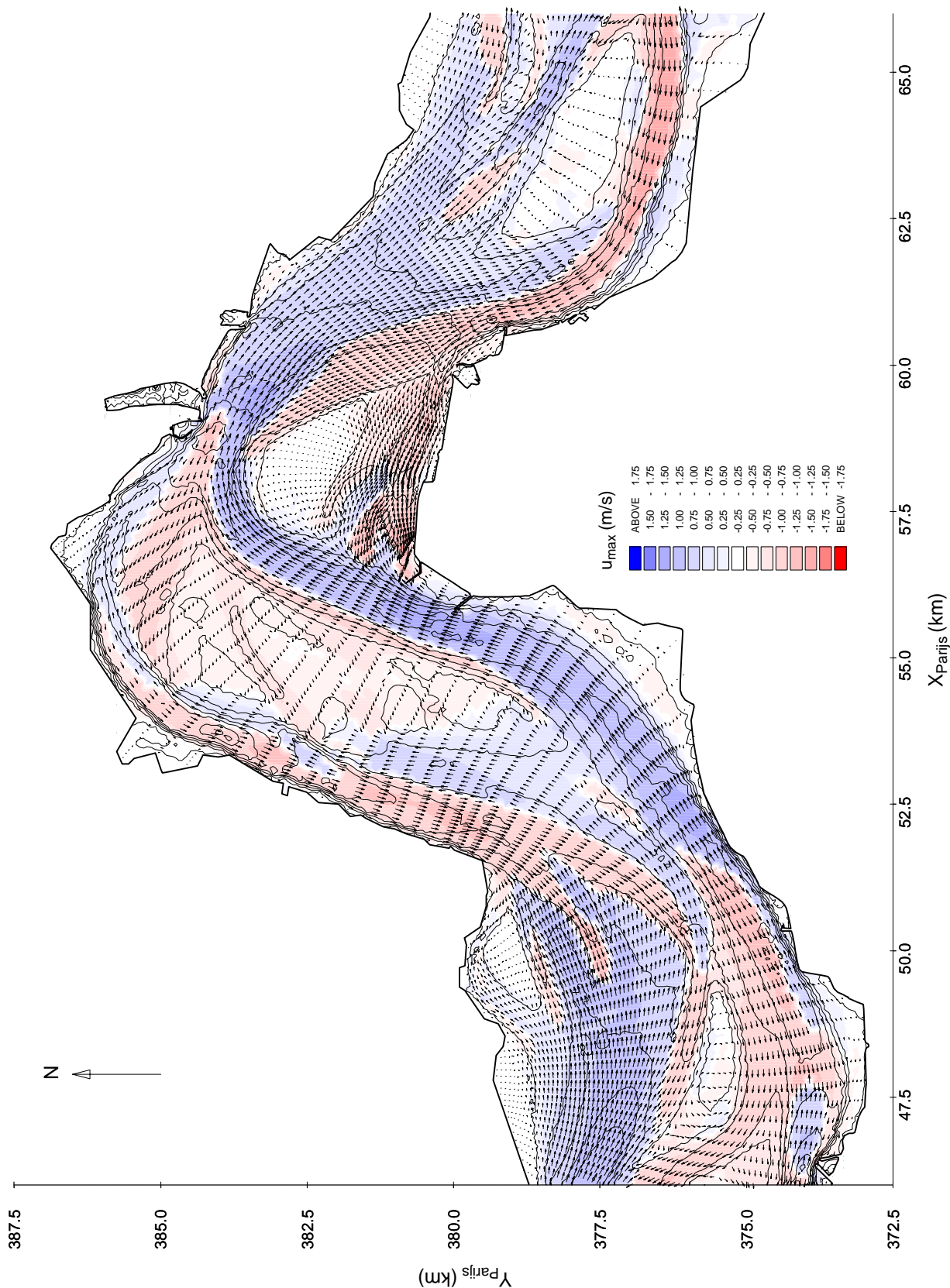
1 cm = 7.5 m/s

Stroomvoerend vermogen, getijdominantie en resttransporten

A569

Alkyon

Fig. 5.16



SCALWEST MODEL

Lokale maximale dieptegemiddelde stroming

RUN FD4

Fourier doortij, bodem 1990

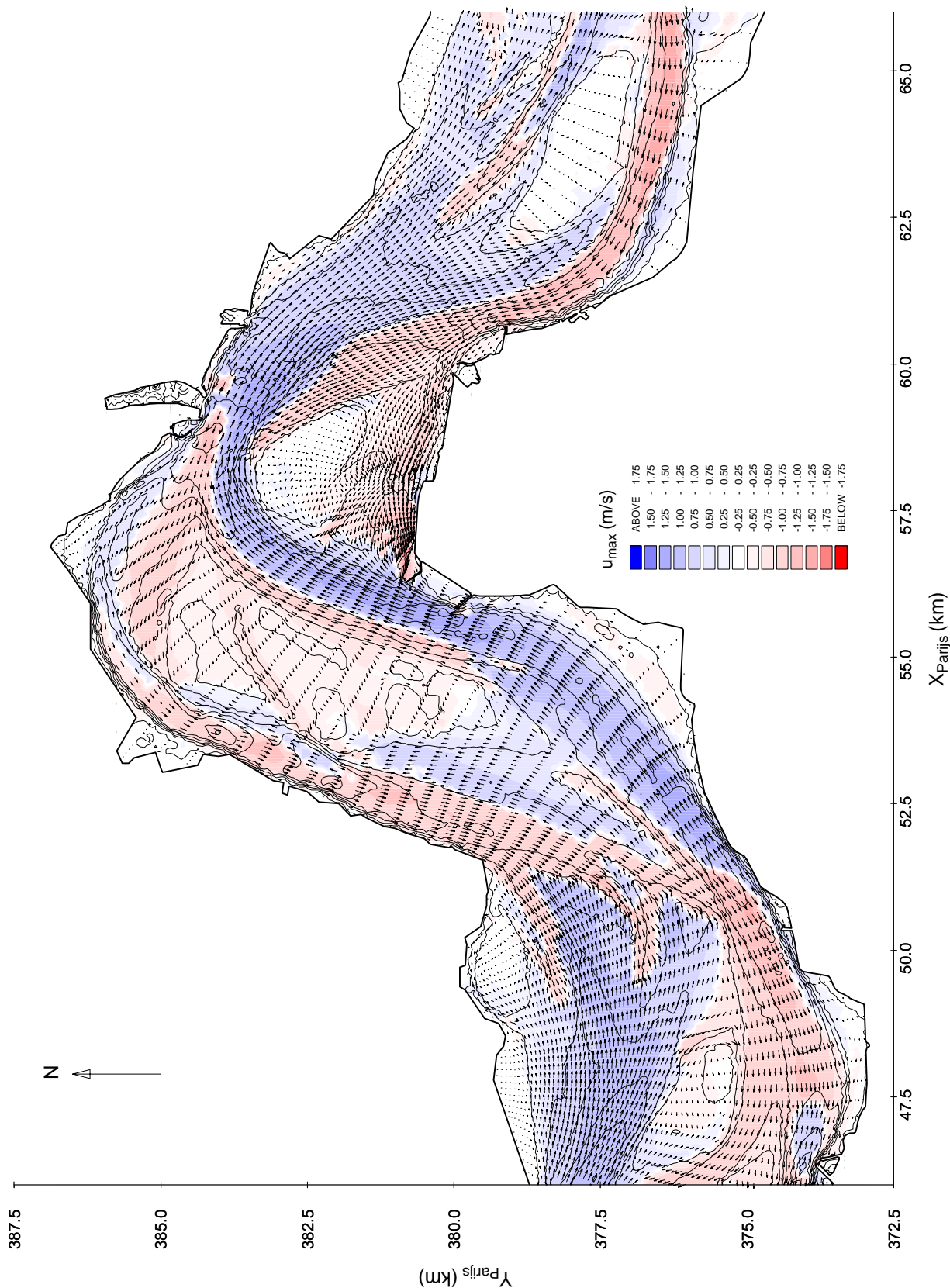
1 cm = 7.5 m/s

Stroomvoerend vermogen, getijdominantie en resttransporten

A569

Alkyon

Fig. 5.17



SCALWEST MODEL

Lokale maximale dieptegemiddelde stroming

RUN FD7

Fourier doottij, bodem 1996

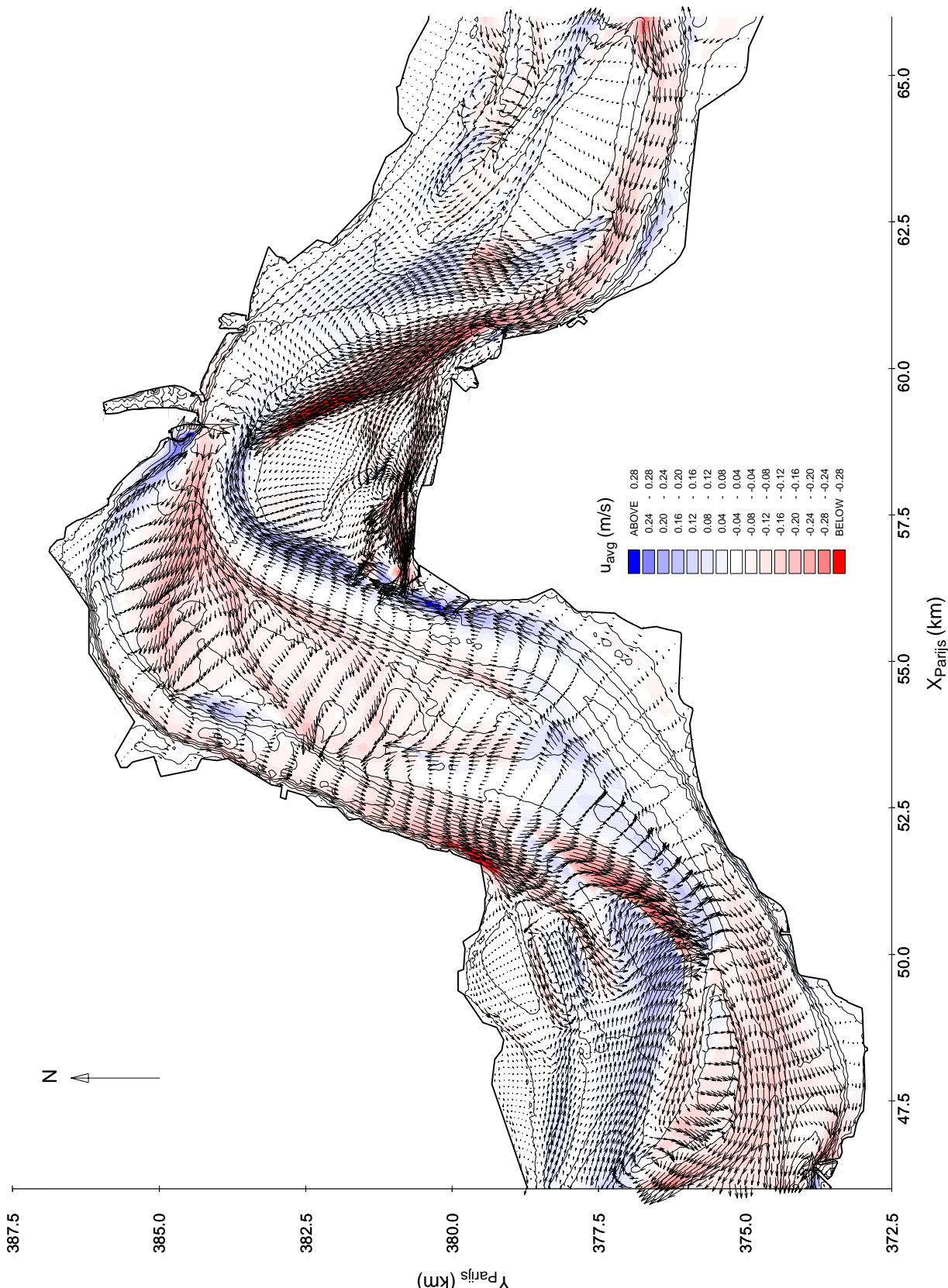
1 cm = 7.5 m/s

Stroomvoerend vermogen, getijdominantie en resttransporten

A569

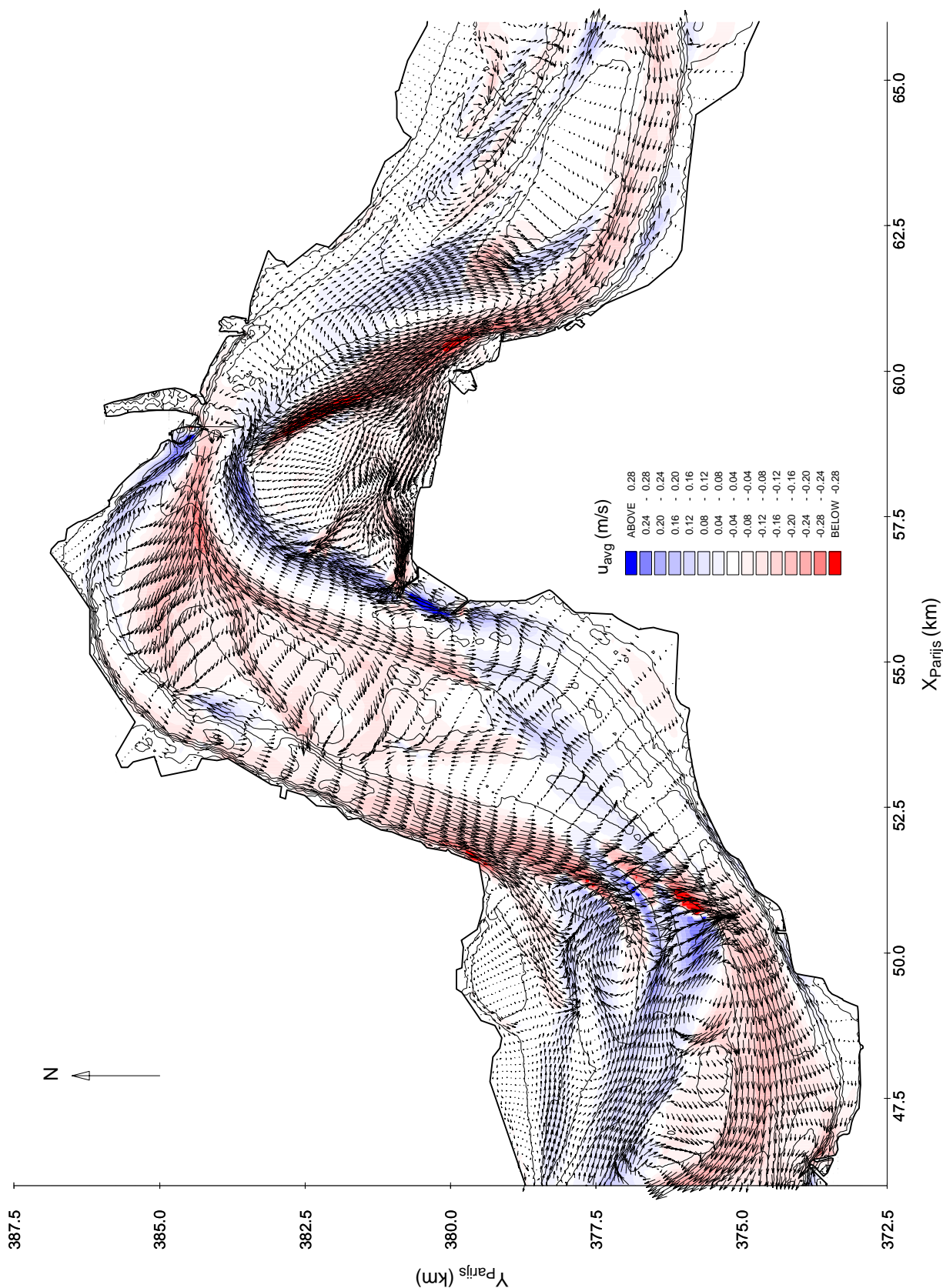
Alkyon

Fig. 5.18



SCALWEST MODEL
Lokale getijgemiddelde dieptegemiddelde stroming

RUN FS4
Fourier springtij, bodem 1990
1 cm = 0.5 m/s



SCALWEST MODEL

Lokale getijgemiddelde dieptegemiddelde stroming

RUN FS7

Fourier springtij, bodem 1996

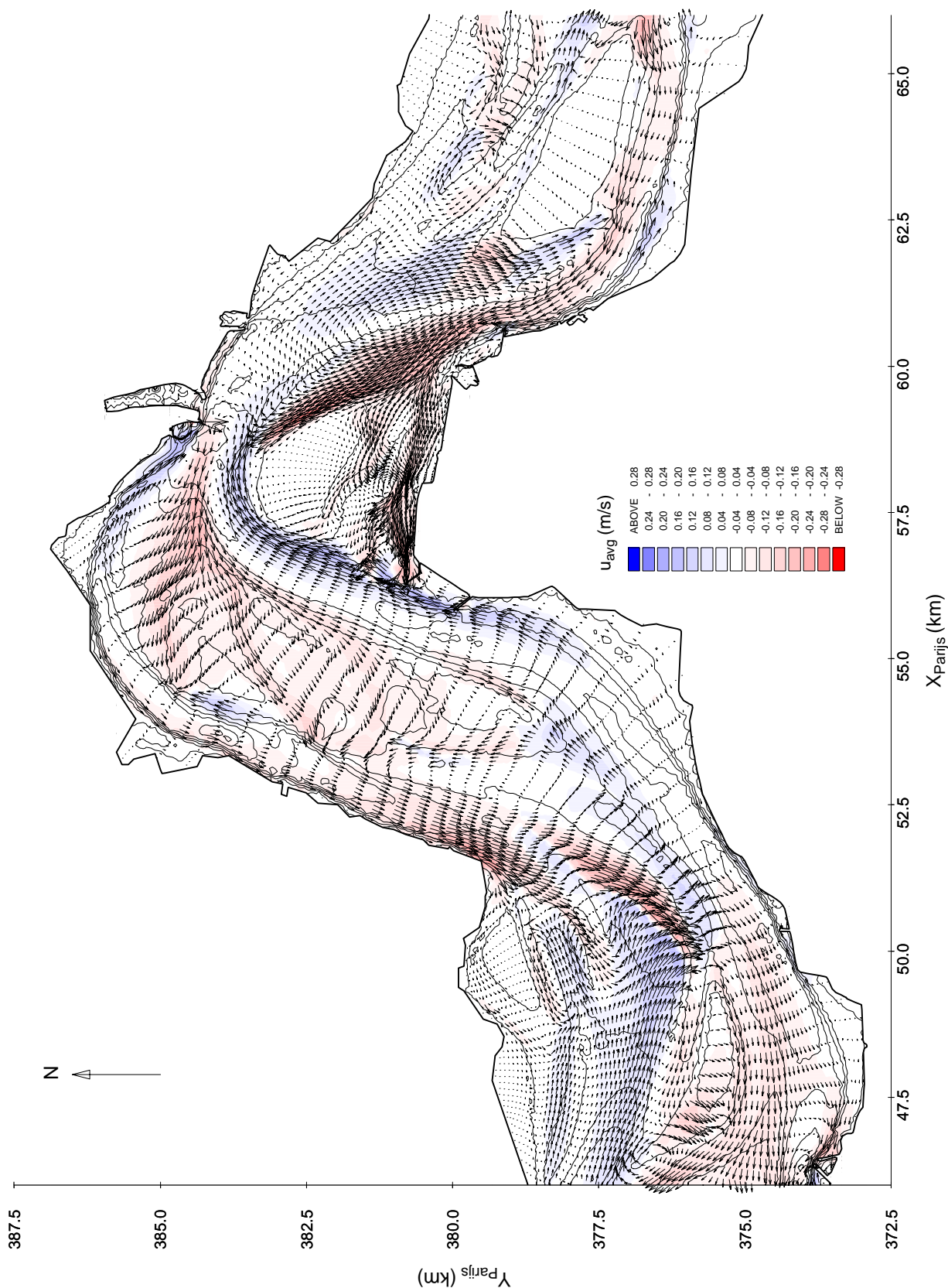
1 cm = 0.5 m/s

Stroomvoerend vermogen, getijdominantie en resttransporten

A569

Alkyon

Fig. 5.20



SCALWEST MODEL

Lokale getijgemiddelde dieptegemiddelde stroming

RUN FD4

Fourier doottij, bodem 1990

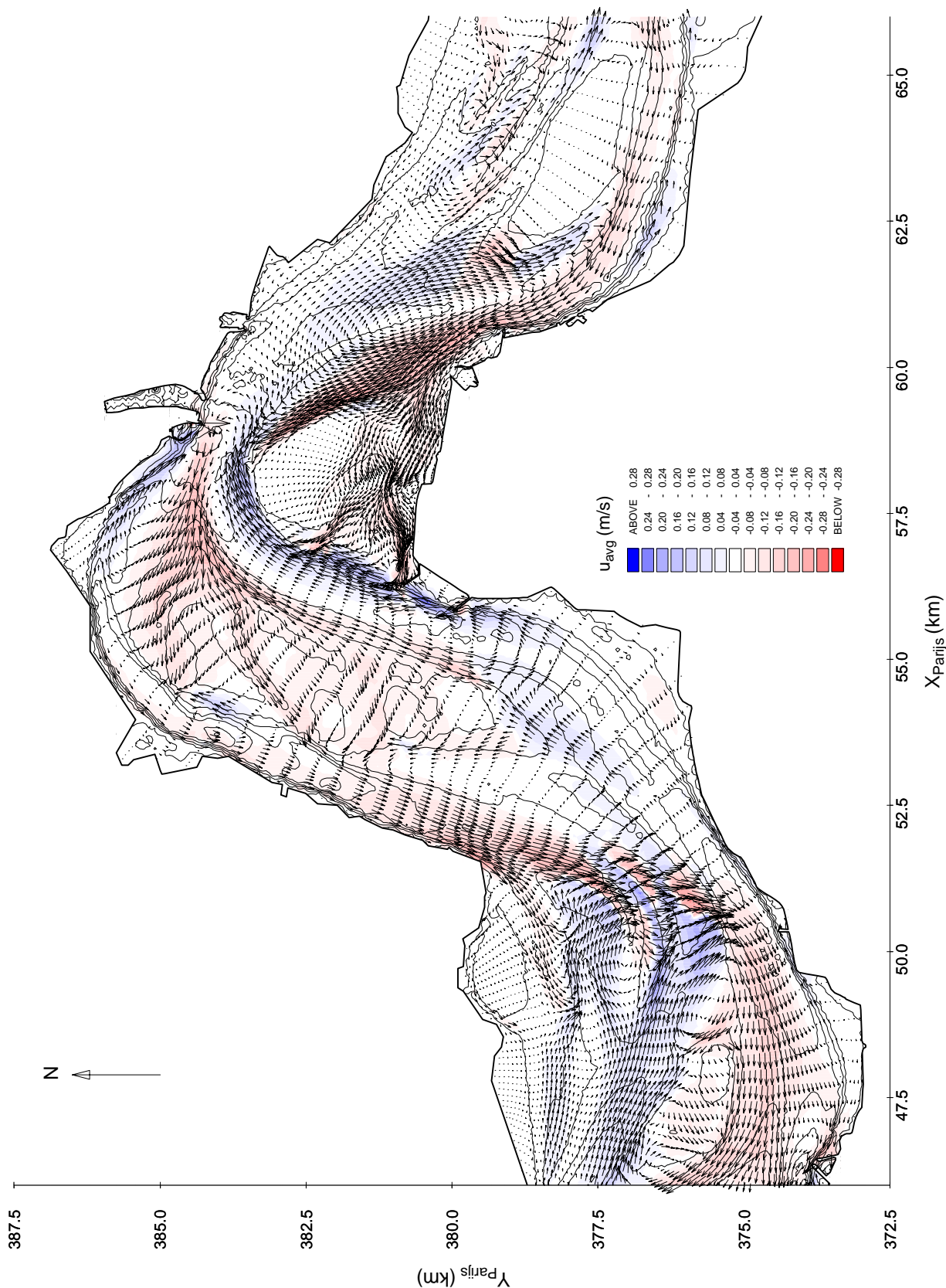
1 cm = 0.5 m/s

Stroomvoerend vermogen, getijdominantie en resttransporten

A569

Alkyon

Fig. 5.21



SCALWEST MODEL

Lokale getijgemiddelde dieptegemiddelde stroming

RUN FD7

Fourier doottij, bodem 1996

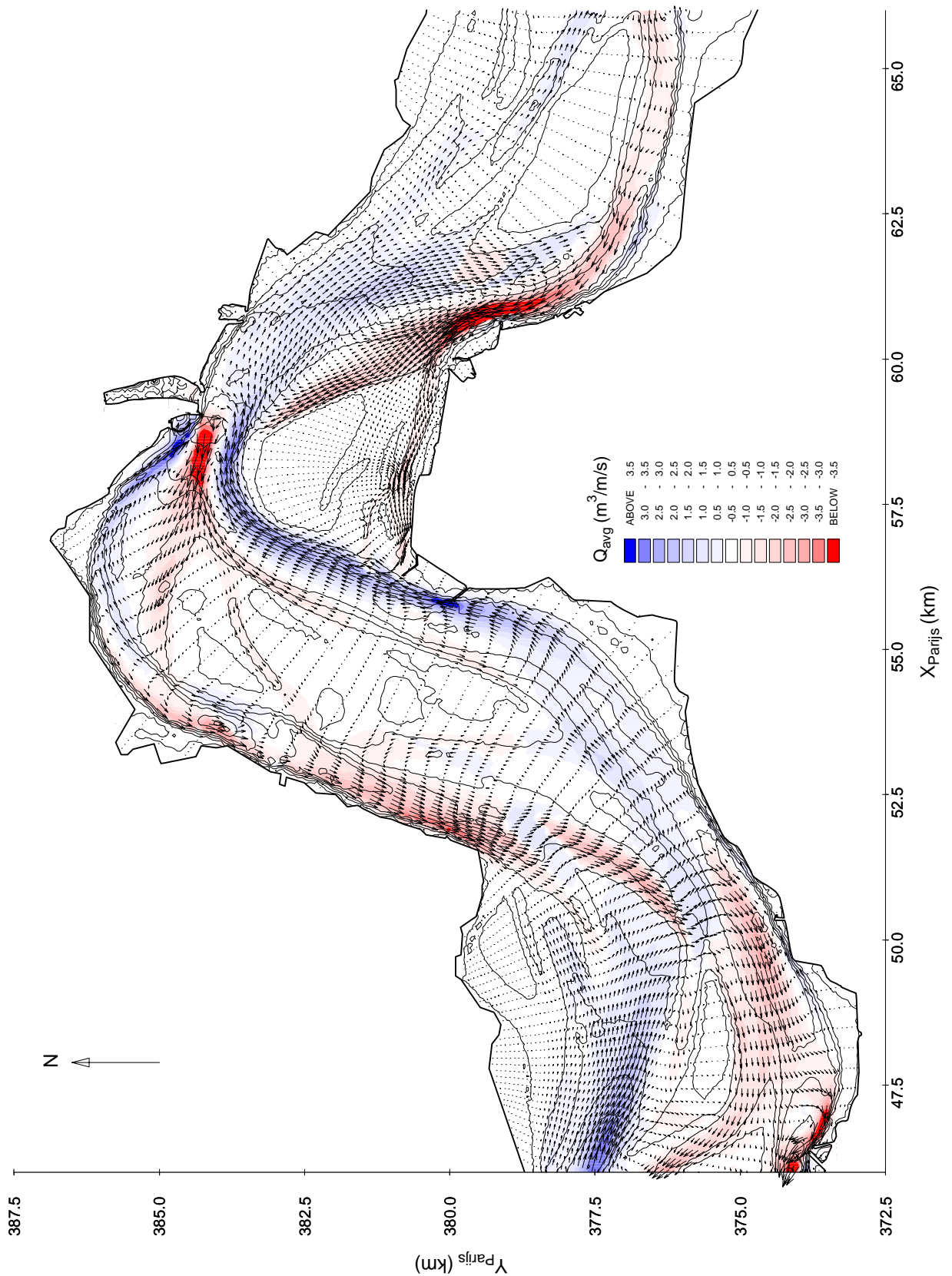
1 cm = 0.5 m/s

Stroomvoerend vermogen, getijdominantie en resttransporten

A569

Alkyon

Fig. 5.22



SCALWEST MODEL
Lokale getijgemiddelde debiet

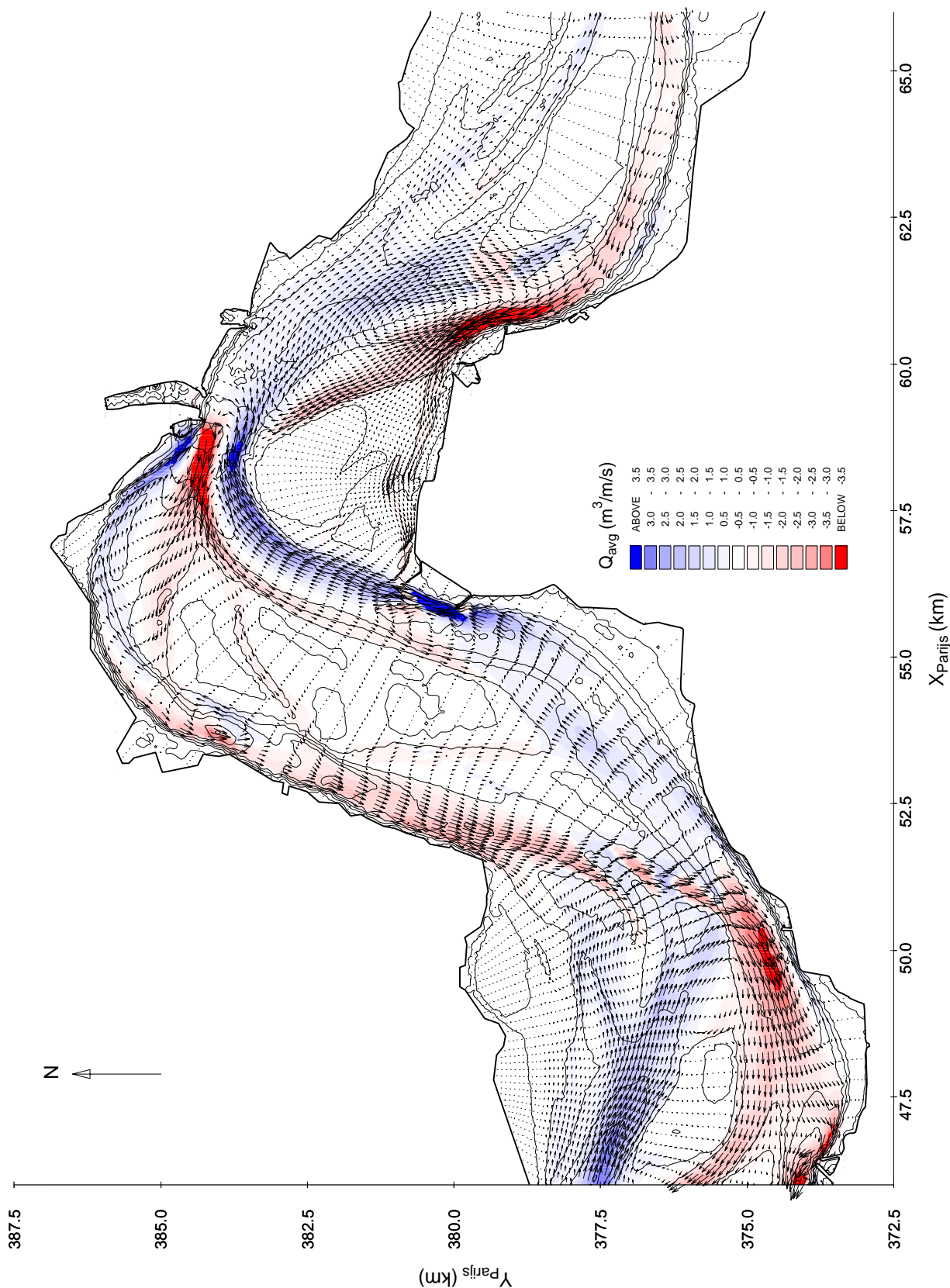
RUN FS4
Fourier springtij, bodem 1990
1 cm = 10.0 $m^3/m/s$

Stroomvoerend vermogen, getijdominantie en resttransporten

A569

Alkyon

Fig. 5.23



SCALWEST MODEL
Lokale getijgemiddelde debiet

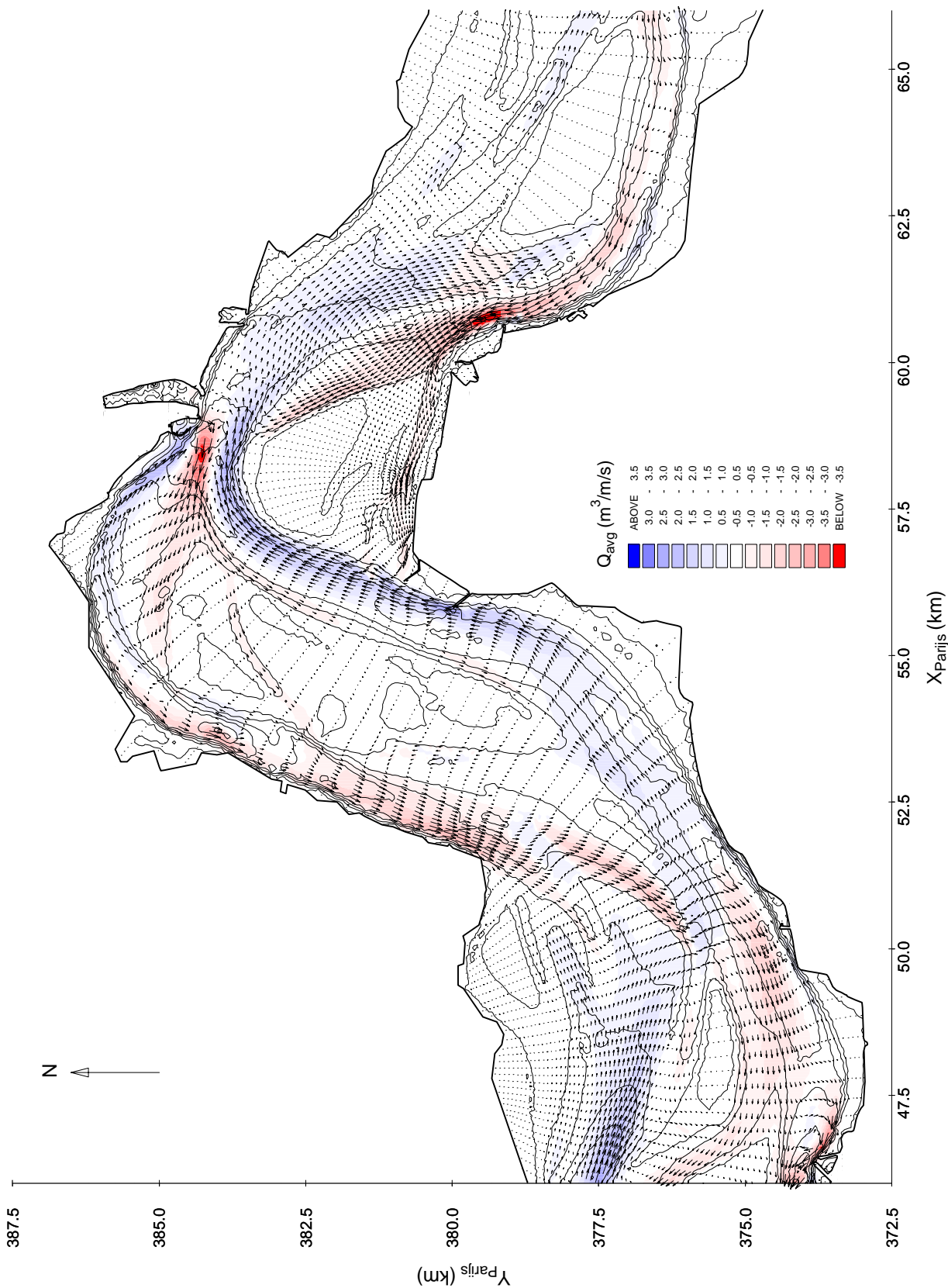
RUN FS7
Fourier springtij, bodem 1996
1 cm = 10.0 $m^3/m/s$

Stroomvoerend vermogen, getijdominantie en resttransporten

A569

Alkyon

Fig. 5.24



SCALWEST MODEL
Lokale getijgemiddelde debiet

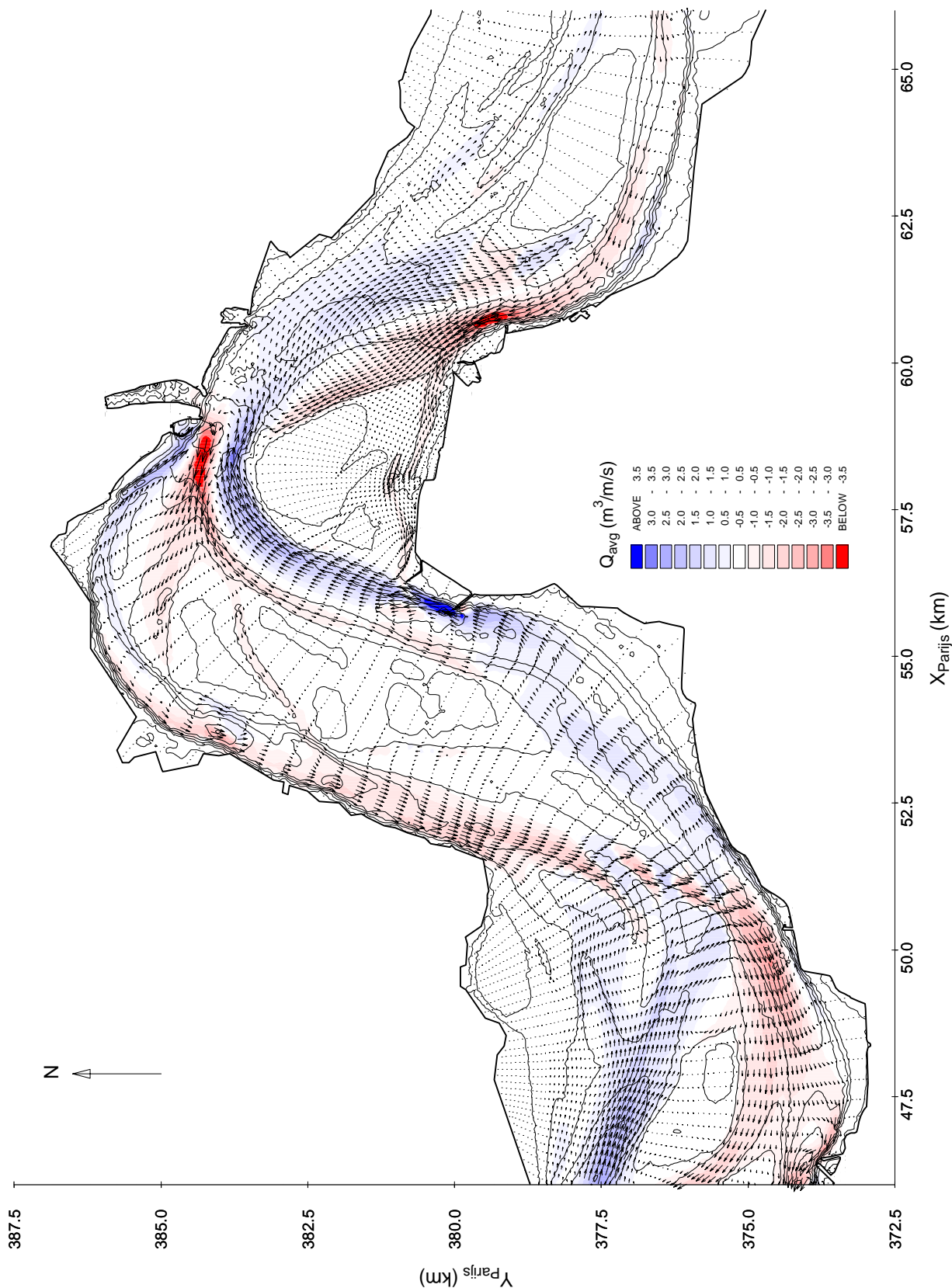
RUN FD4
Fourier doottij, bodem 1990
1 cm = 10.0 $m^3/m/s$

Stroomvoerend vermogen, getijdominantie en resttransporten

A569

Alkyon

Fig. 5.25



SCALWEST MODEL
Lokale getijgemiddelde debiet

RUN FD7

Fourier doottij, bodem 1996

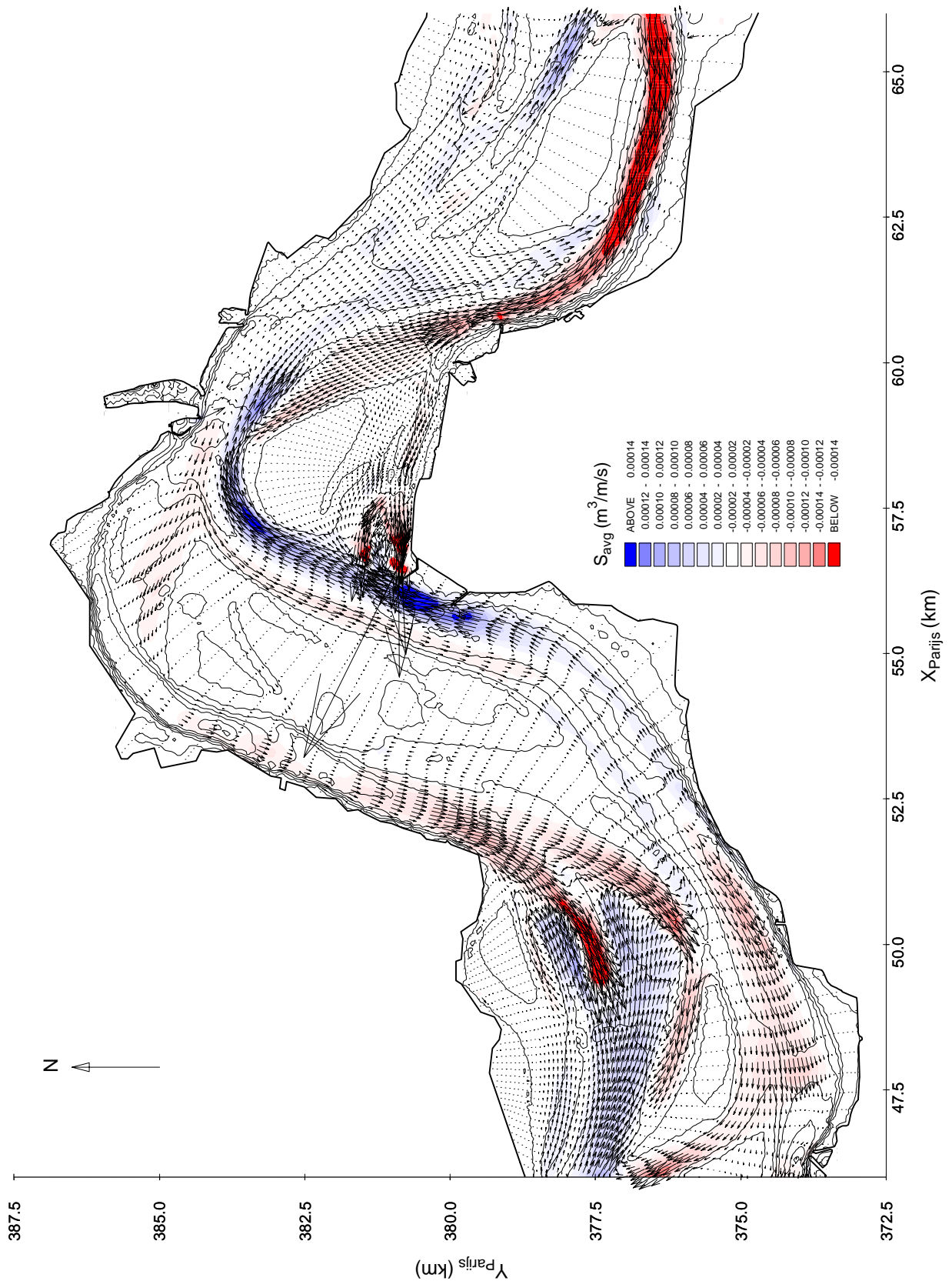
1 cm = 10.0 $m^3/m/s$

Stroomvoerend vermogen, getijdominantie en resttransporten

A569

Alkyon

Fig. 5.26



SCALWEST MODEL

Lokale getijgemiddelde dieptegeïntegreerd transport
(Engelund-Hansen)

RUN FS4

Fourier springtij, bodem 1990

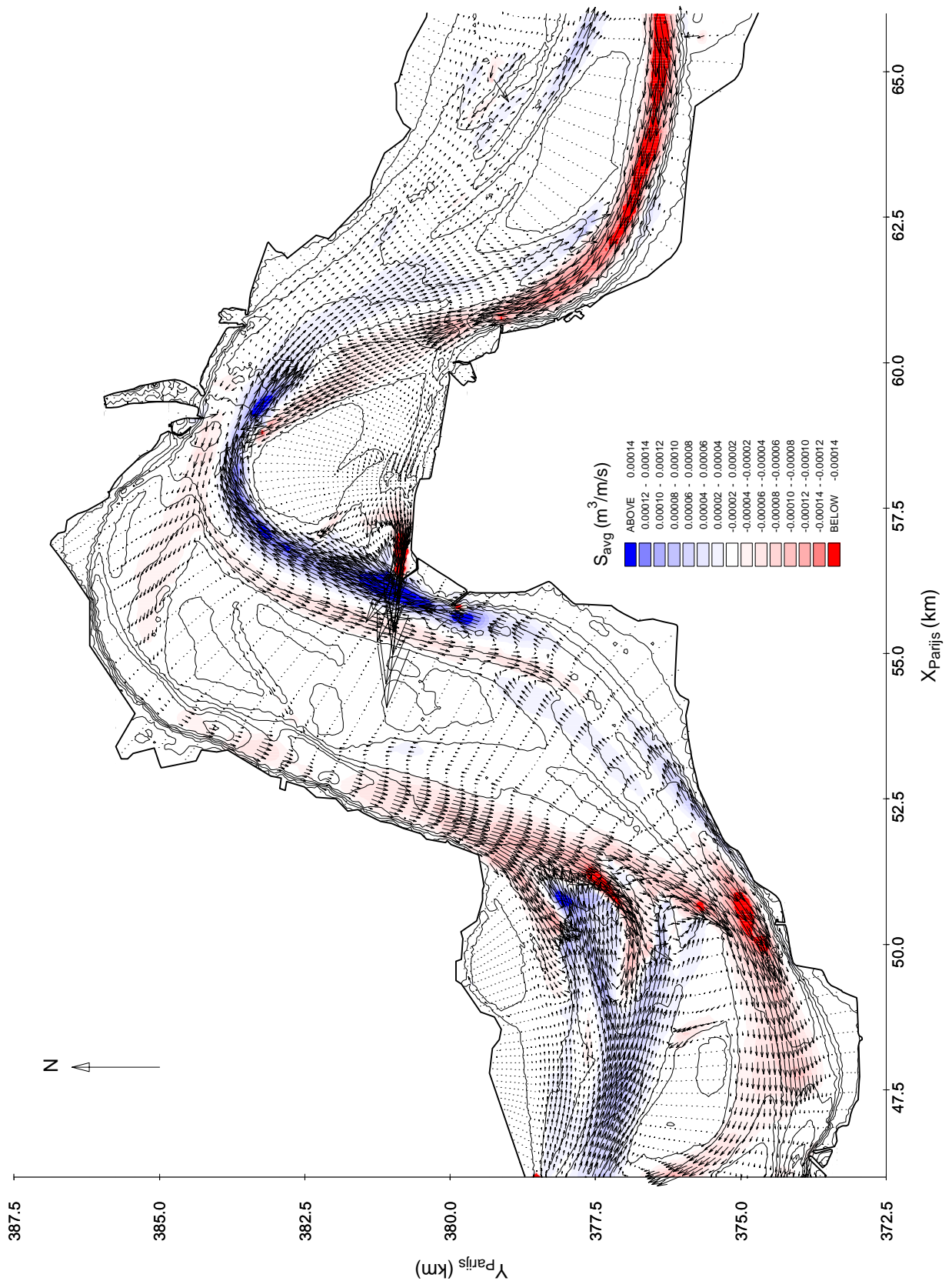
1 cm = $0.25 \cdot 10^{-3} m^3/m/s$

Stroomvoerend vermogen, getijdominantie en resttransporten

A569

Alkyon

Fig. 5.27



SCALWEST MODEL

Lokale getijgemiddelde dieptegeïntegreerd transport
(Engelund-Hansen)

RUN FS7

Fourier springtij, bodem 1996

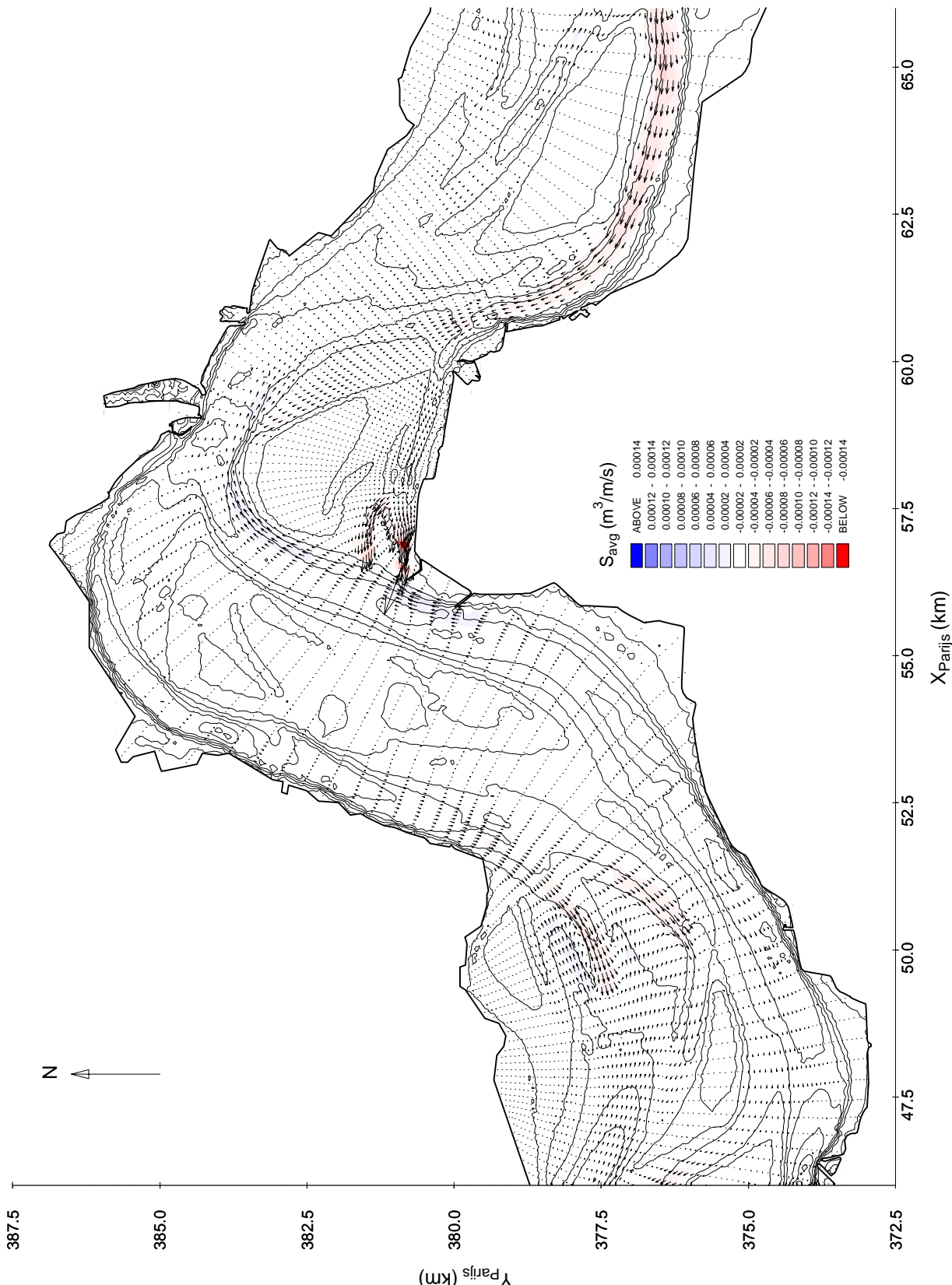
1 cm = $0.25 \cdot 10^{-3} \text{ m}^3/\text{m/s}$

Stroomvoerend vermogen, getijdominantie en resttransporten

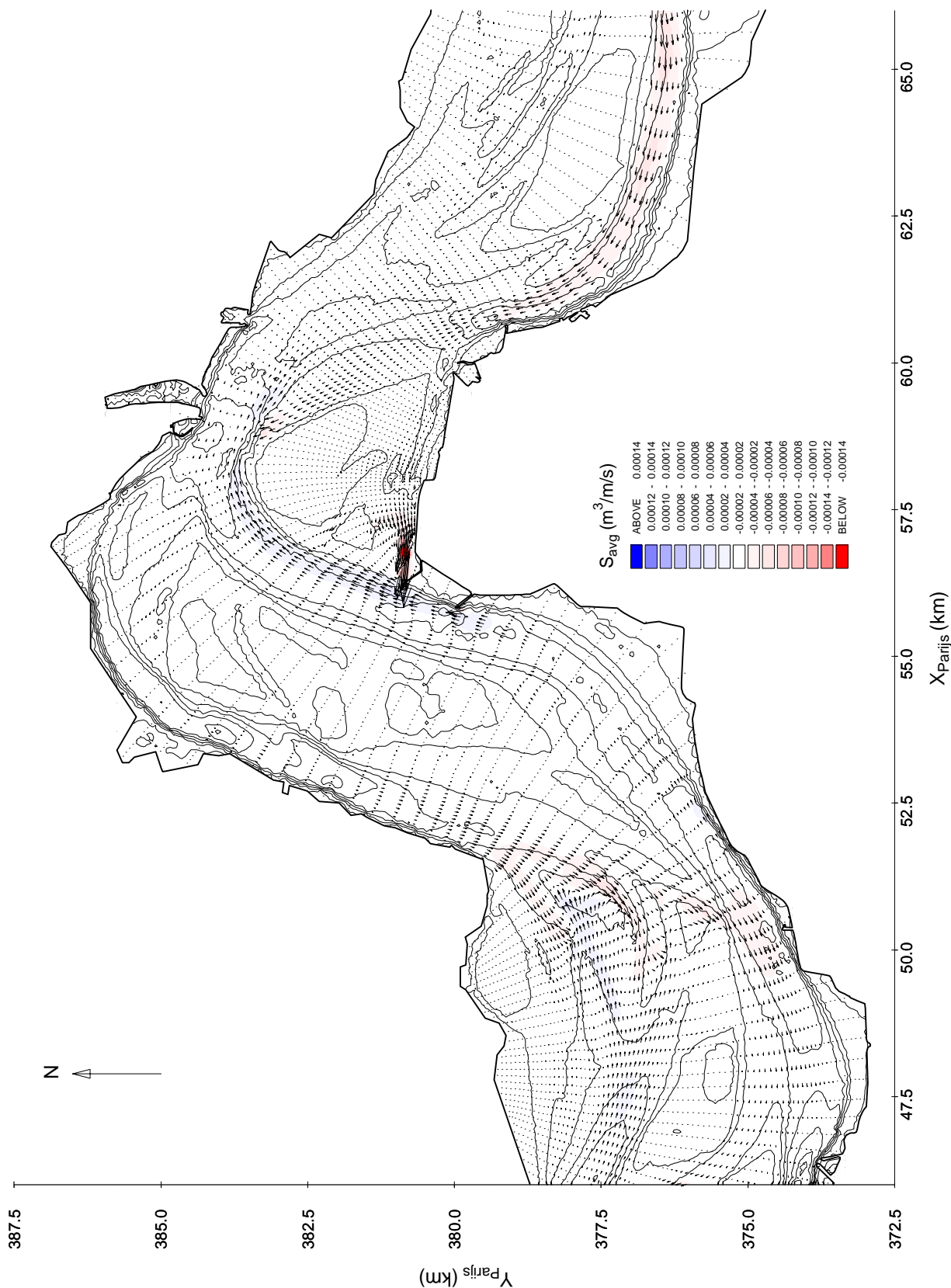
A569

Alkyon

Fig. 5.28



SCALWEST MODEL Lokale getijgemiddelde dieptegeïntegreerd transport (Engelund-Hansen)	A569	Alkyon	RUN FD4	
			Fourier doottij, bodem 1990	
			1 cm = 0.25·10 ⁻³ m³/m/s	
Stroomvoerend vermogen, getijdominantie en resttransporten			Fig. 5.29	



SCALWEST MODEL

Lokale getijgemiddelde dieptegeïntegreerd transport
(Engelund-Hansen)

RUN FD7

Fourier doottij, bodem 1996

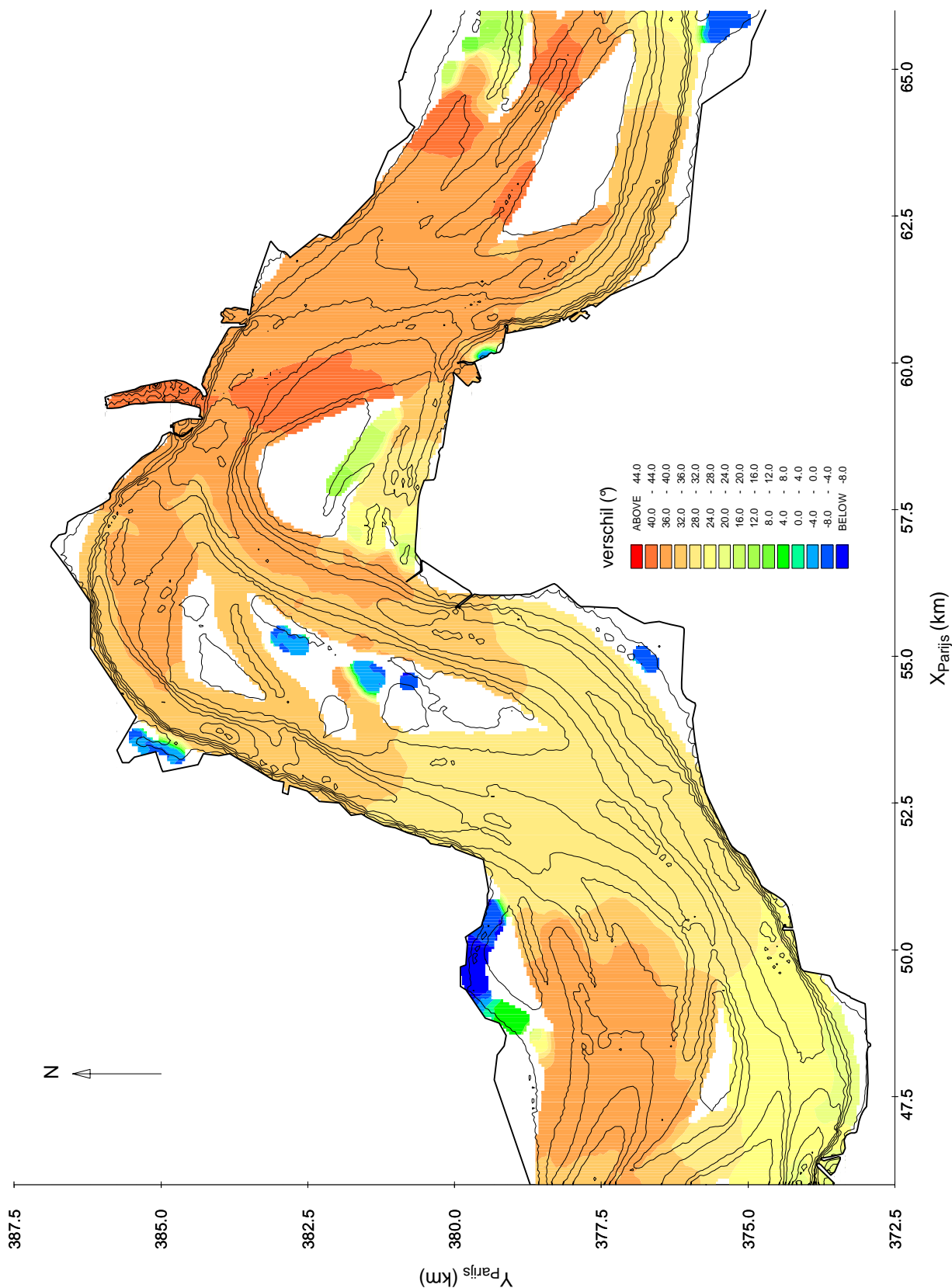
1 cm = $0.25 \cdot 10^{-3}$ m³/m/s

Stroomvoerend vermogen, getijdominantie en resttransporten

A569

Alkyon

Fig. 5.30



SCALWEST MODEL
Verschil fase M4 t.o.v. M2
(resp. eerste en tweede component van Fourieranalyse)

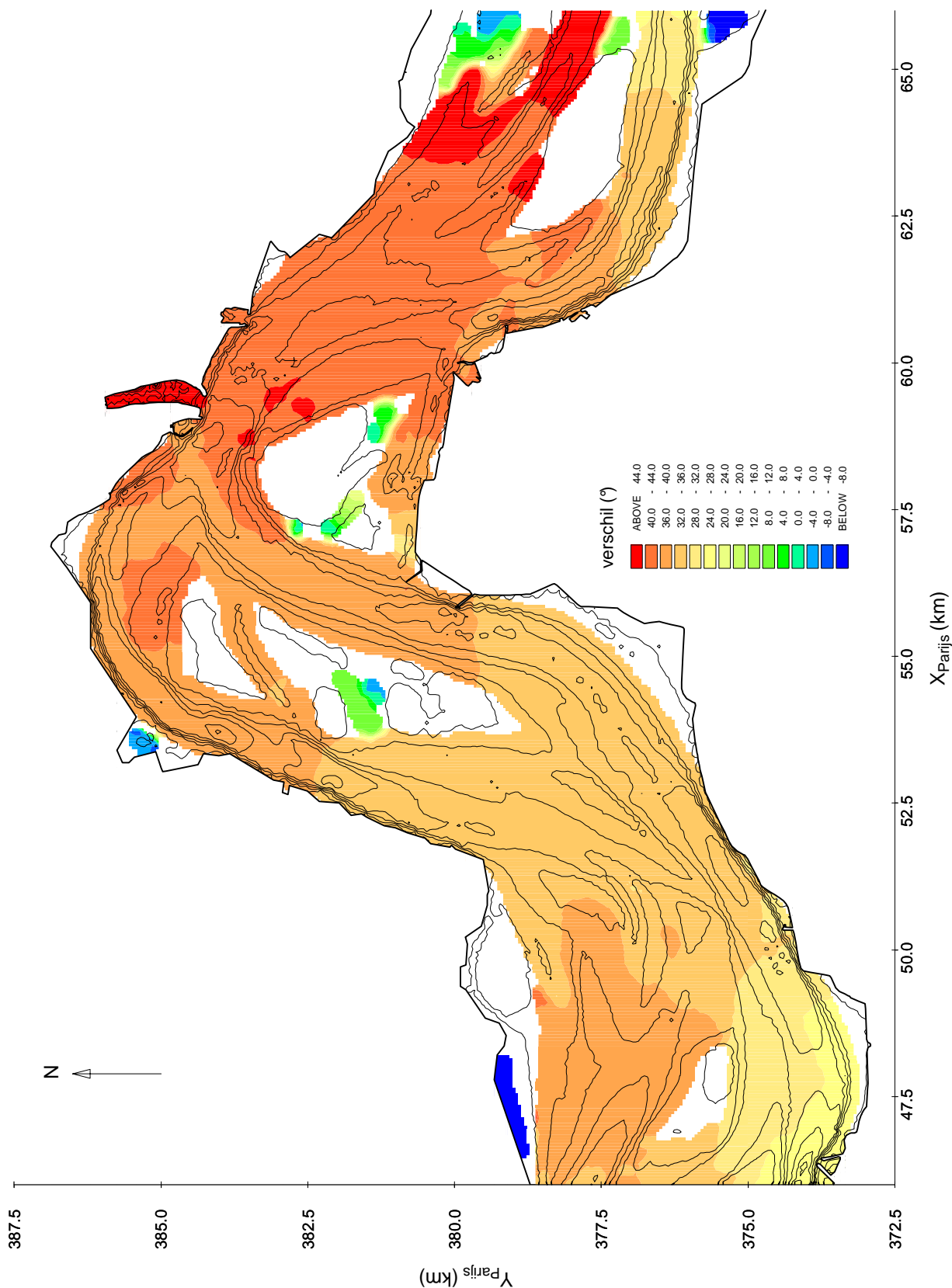
RUN FS4
Fourier springtij, bodem 1990

Stroomvoerend vermogen, getijdominantie en resttransporten

A569

Alkyon

Fig. 5.31



SCALWEST MODEL
Verschil fase M4 t.o.v. M2
(resp. eerste en tweede component van Fourieranalyse)

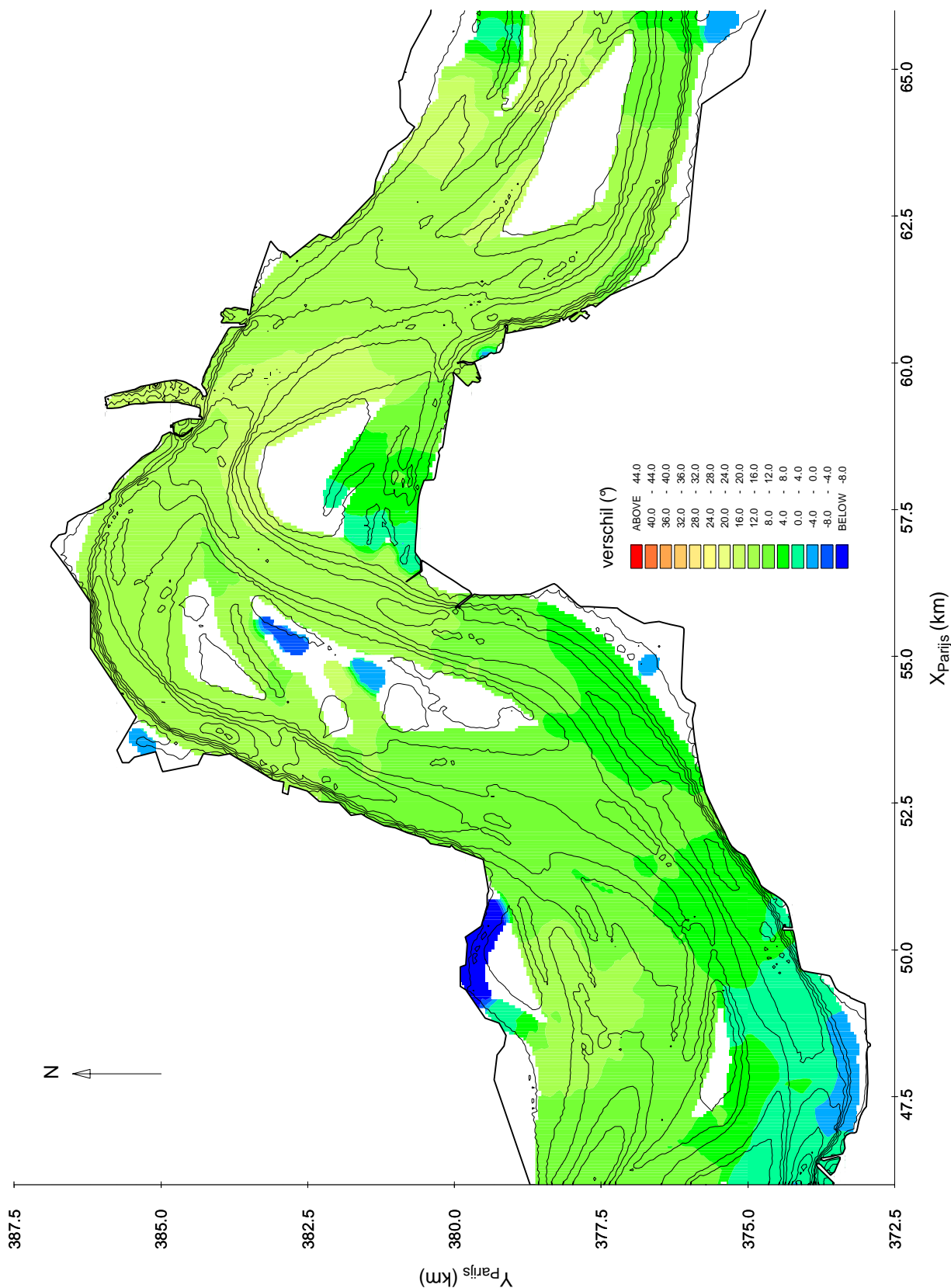
RUN FS7
Fourier springtij, bodem 1996

Stroomvoerend vermogen, getijdominantie en resttransporten

A569

Alkyon

Fig. 5.32



SCALWEST MODEL
Verschil fase M4 t.o.v. M2
(resp. eerste en tweede component van Fourieranalyse)

RUN FD4

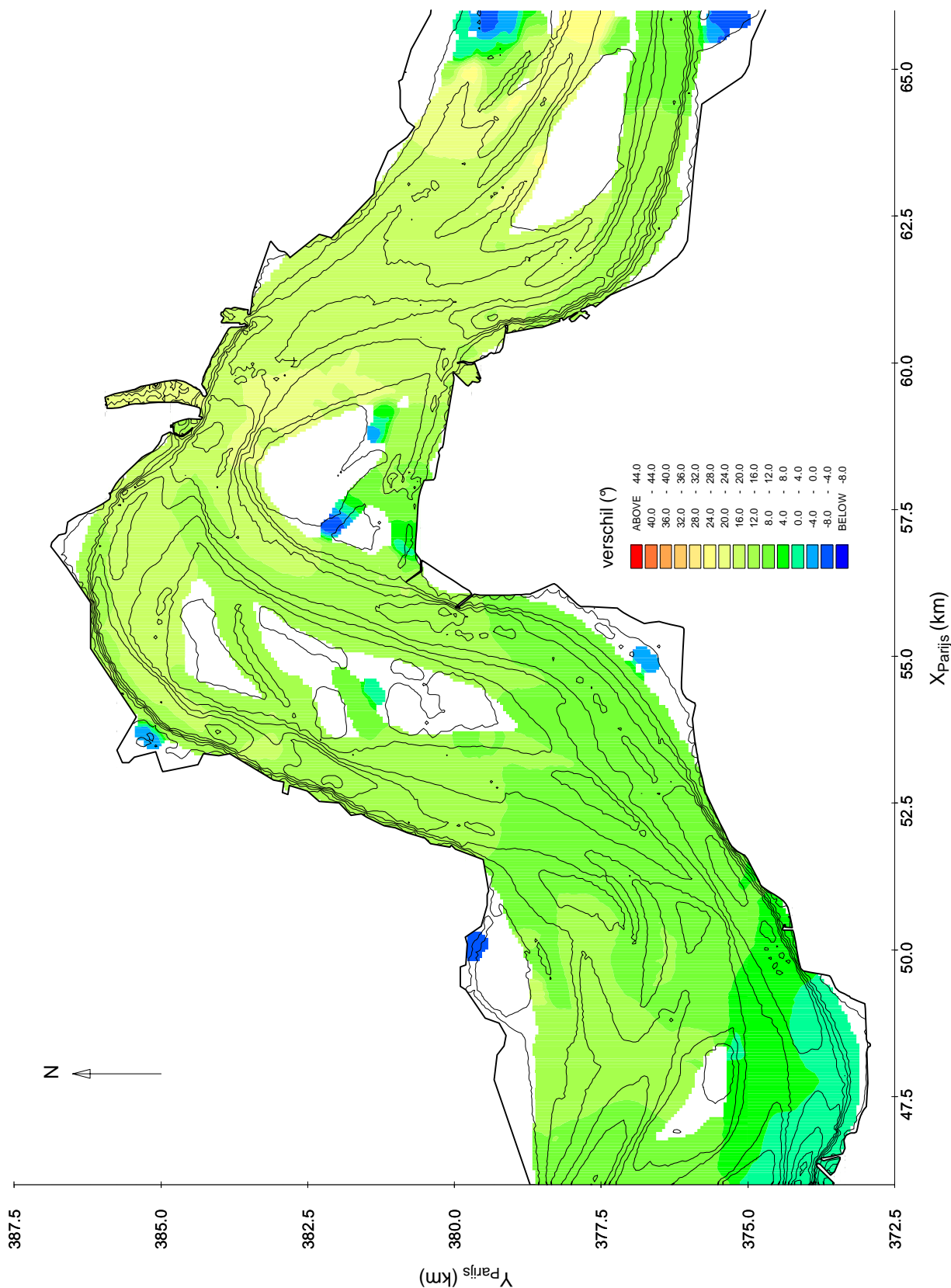
Fourier doortij, bodem 1990

Stroomvoerend vermogen, getijdominantie en resttransporten

A569

Alkyon

Fig. 5.33



SCALWEST MODEL
Verschil fase M4 t.o.v. M2
(resp. eerste en tweede component van Fourieranalyse)

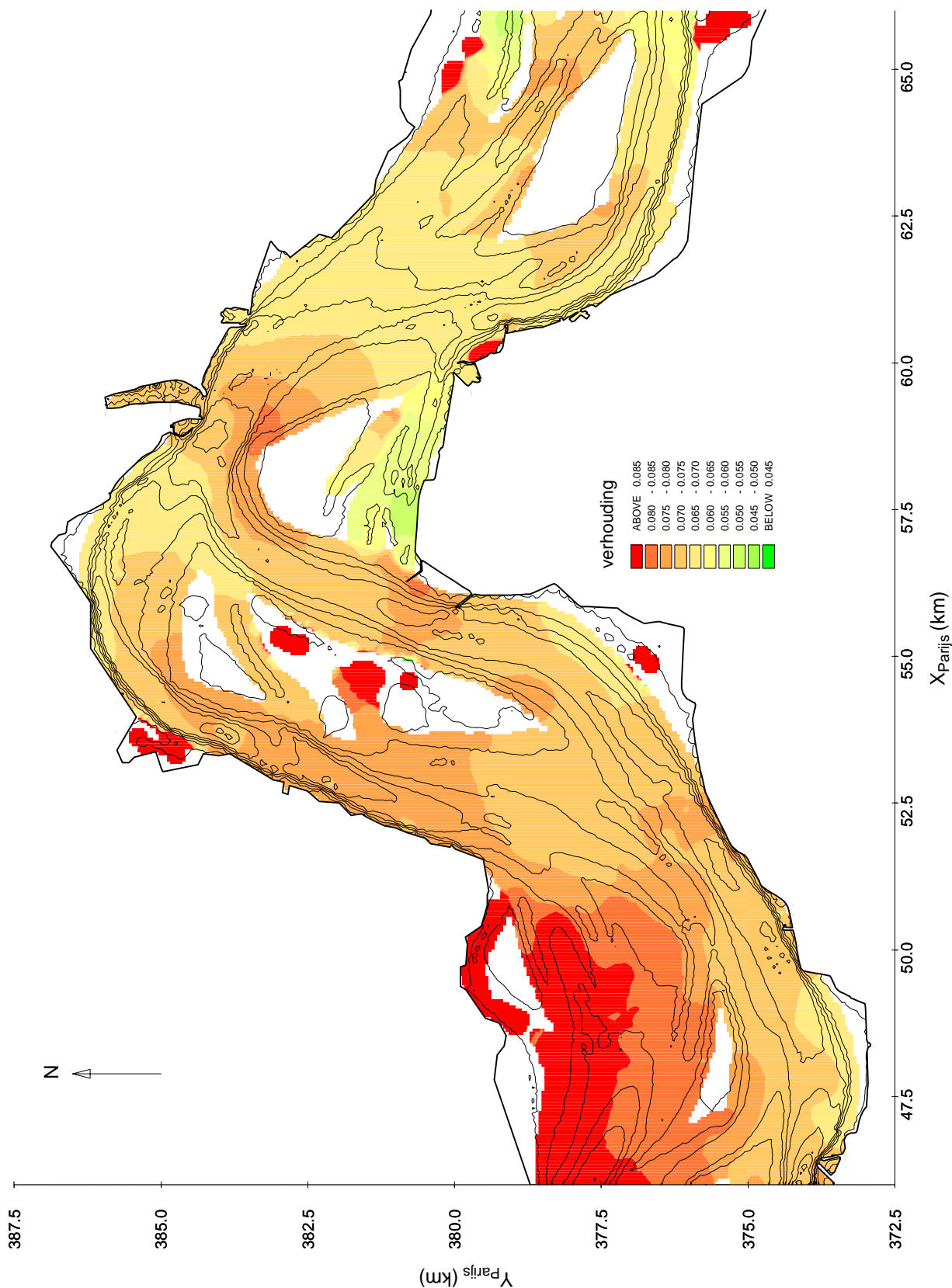
RUN FD7
Fourier doortij, bodem 1996

Stroomvoerend vermogen, getijdominantie en resttransporten

A569

Alkyon

Fig. 5.34



SCALWEST MODEL
Verhouding amplitude M4 t.o.v. M2
(resp. eerste en tweede component van Fourieranalyse)

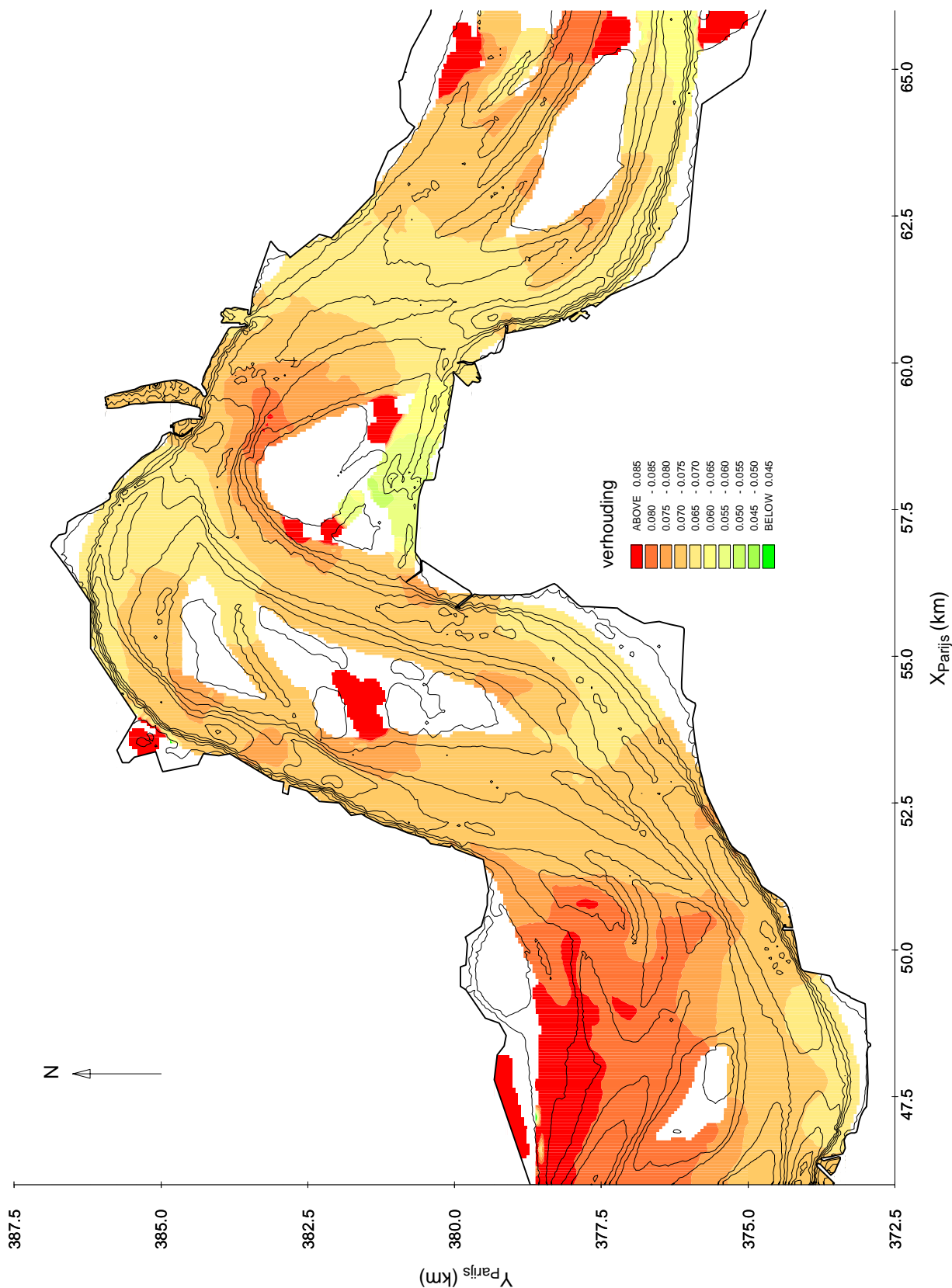
RUN FS4
Fourier springtij, bodem 1990

Stroomvoerend vermogen, getijdominantie en resttransporten

A569

Alkyon

Fig. 5.35



SCALWEST MODEL
Verhouding amplitude M4 t.o.v. M2
(resp. eerste en tweede component van Fourieranalyse)

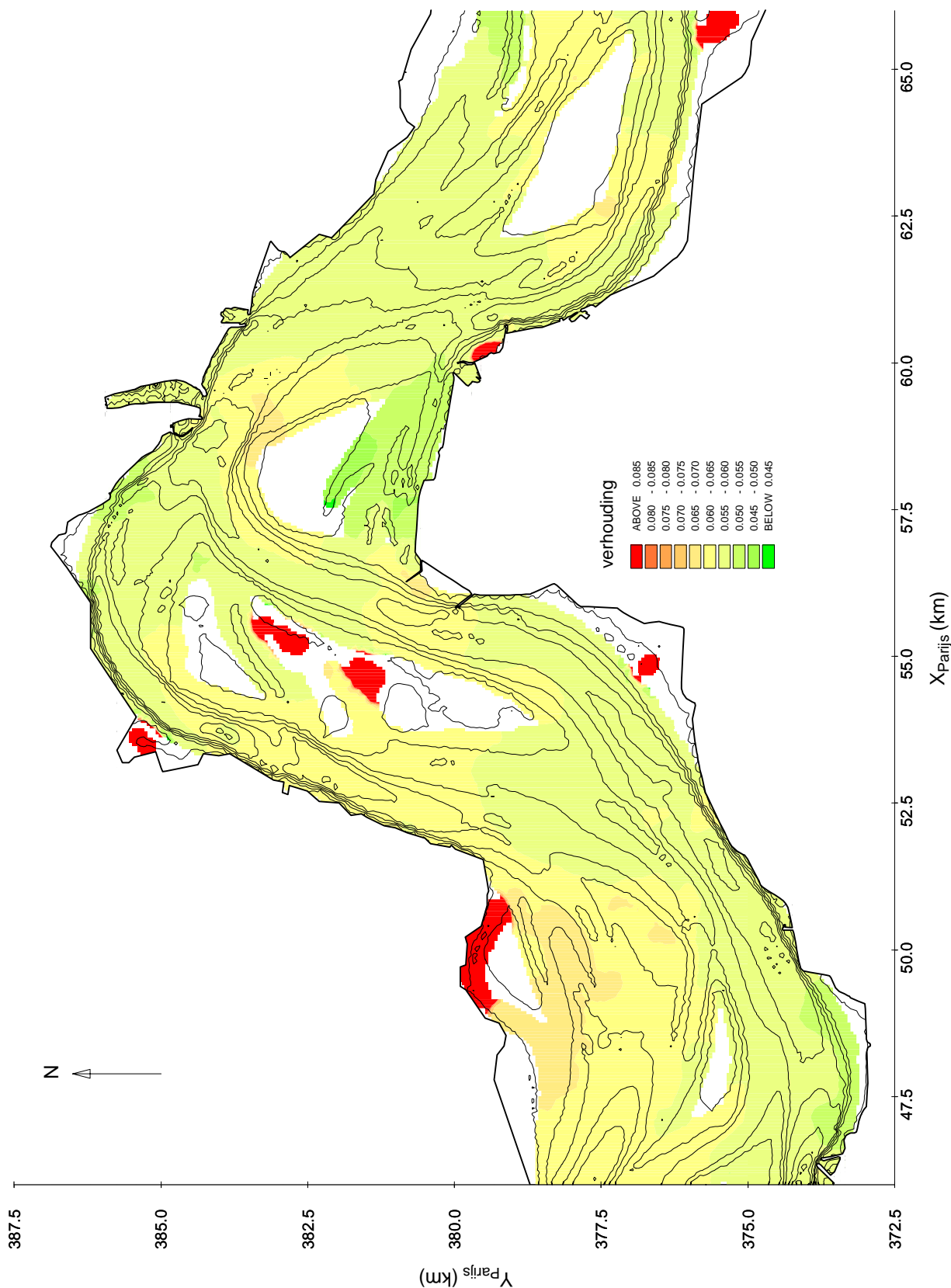
RUN FS7
Fourier springtij, bodem 1996

Stroomvoerend vermogen, getijdominantie en resttransporten

A569

Alkyon

Fig. 5.36



SCALWEST MODEL

Verhouding amplitude M4 t.o.v. M2

(resp. eerste en tweede component van Fourieranalyse)

RUN FD4

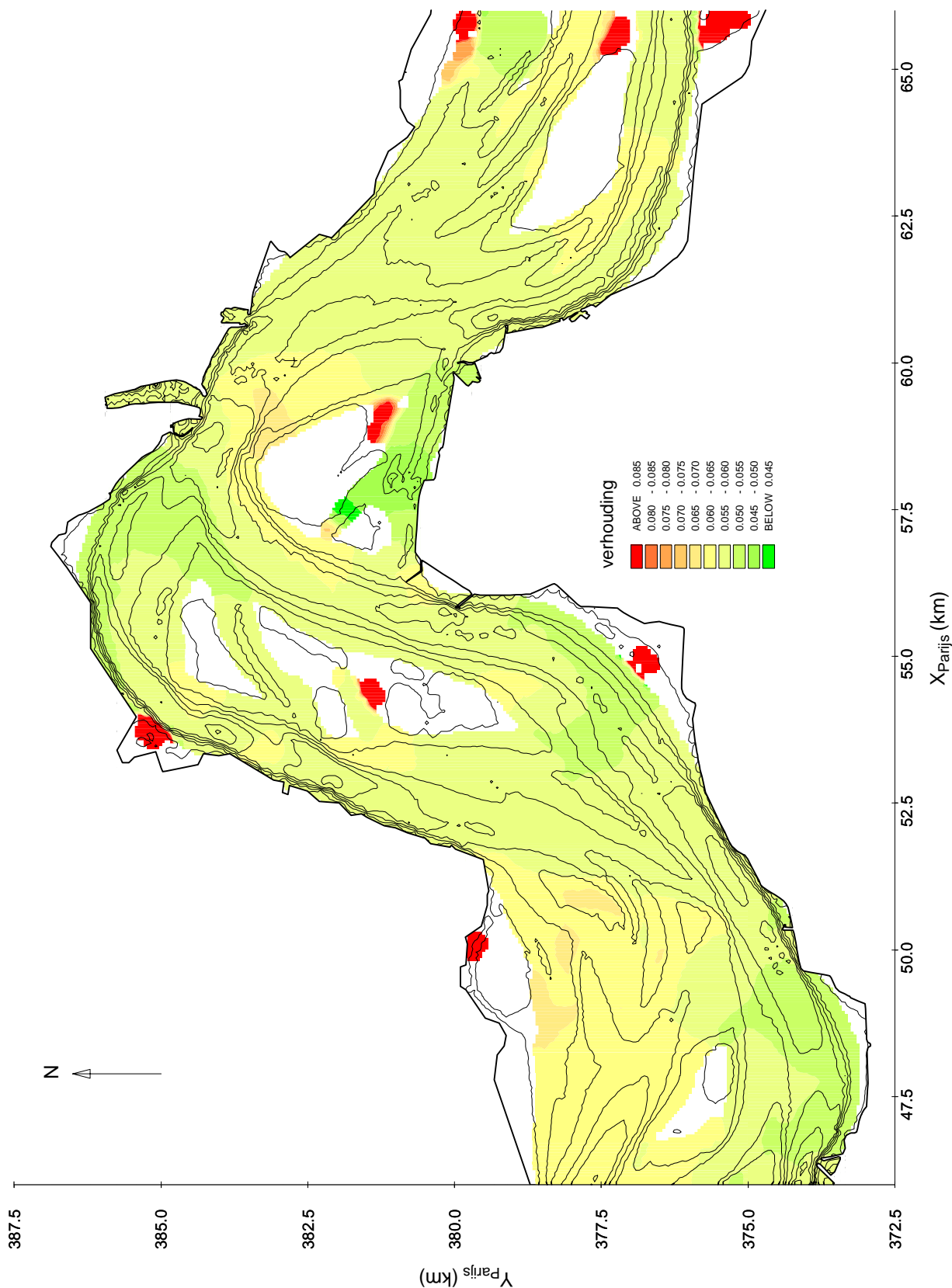
Fourier doortij, bodem 1990

Stroomvoerend vermogen, getijdominantie en resttransporten

A569

Alkyon

Fig. 5.37



SCALWEST MODEL
 Verhouding amplitude M4 t.o.v. M2
 (resp. eerste en tweede component van Fourieranalyse)

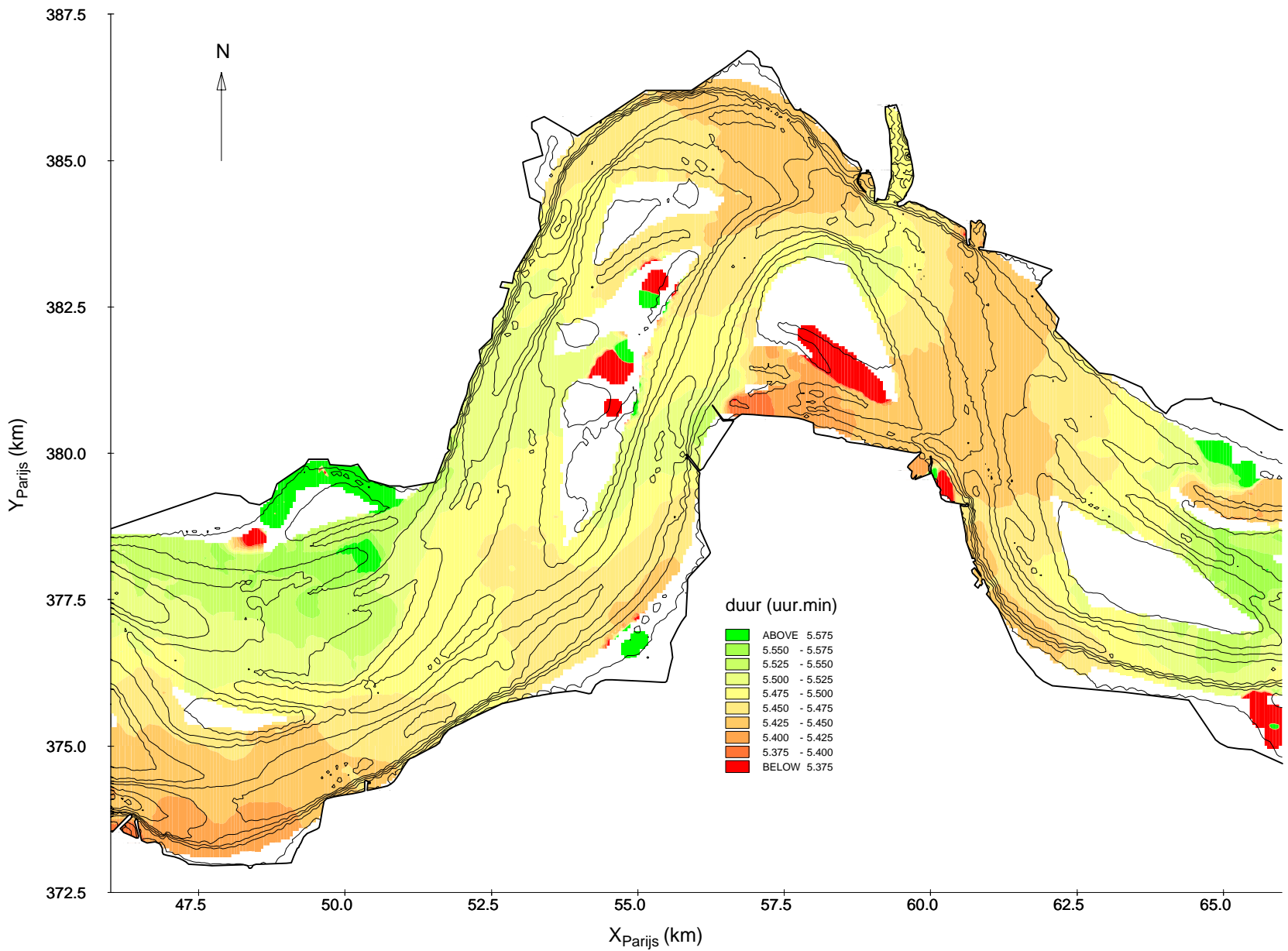
RUN FD7
 Fourier doortij, bodem 1996

Stroomvoerend vermogen, getijdominantie en resttransporten

A569

Alkyon

Fig. 5.38



SCALWEST MODEL

Rijzingsduur

RUN FS4

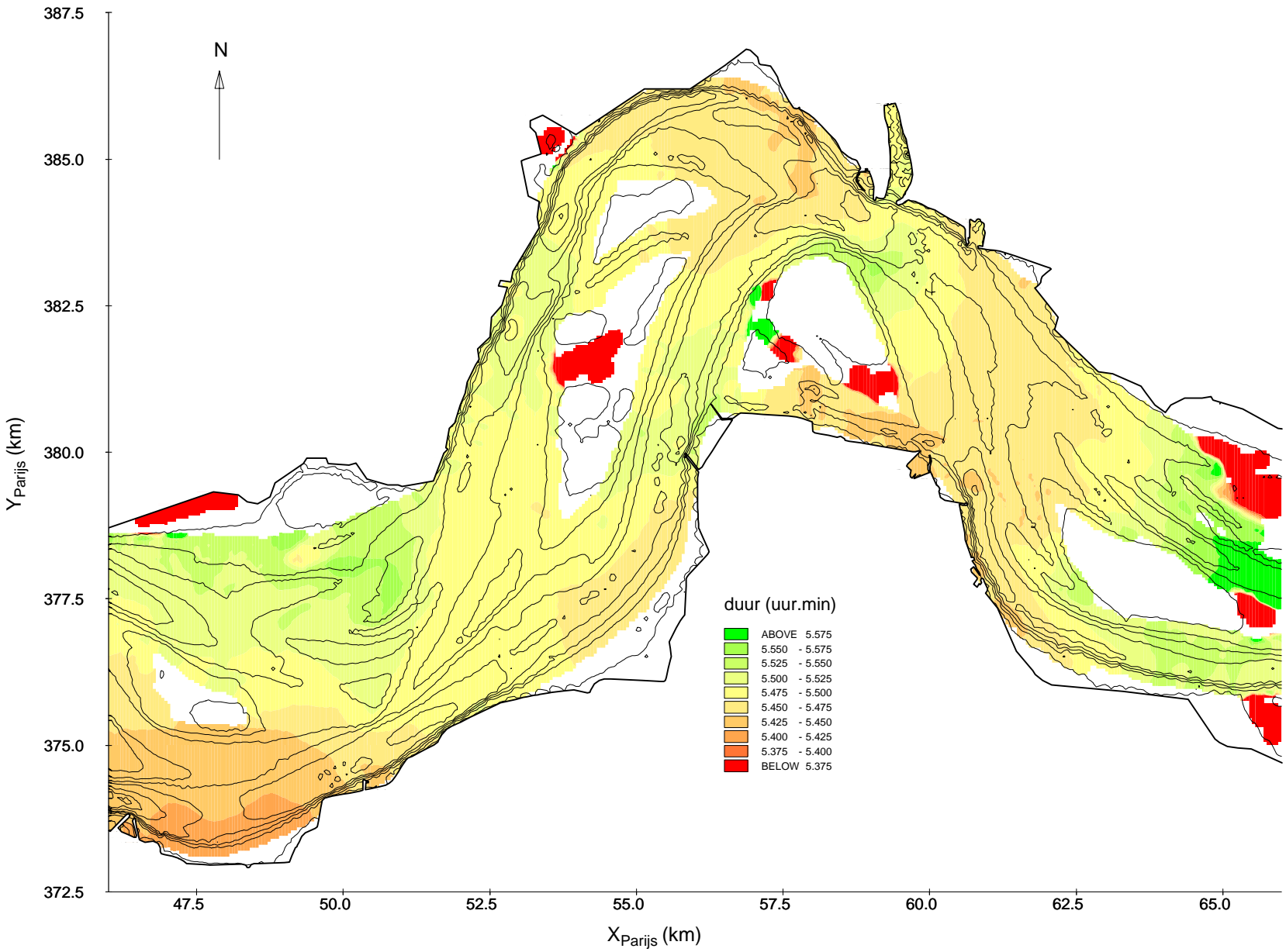
Fourier springtij, bodem 1990

Stroomvoerend vermogen, getijdominantie en restransporten

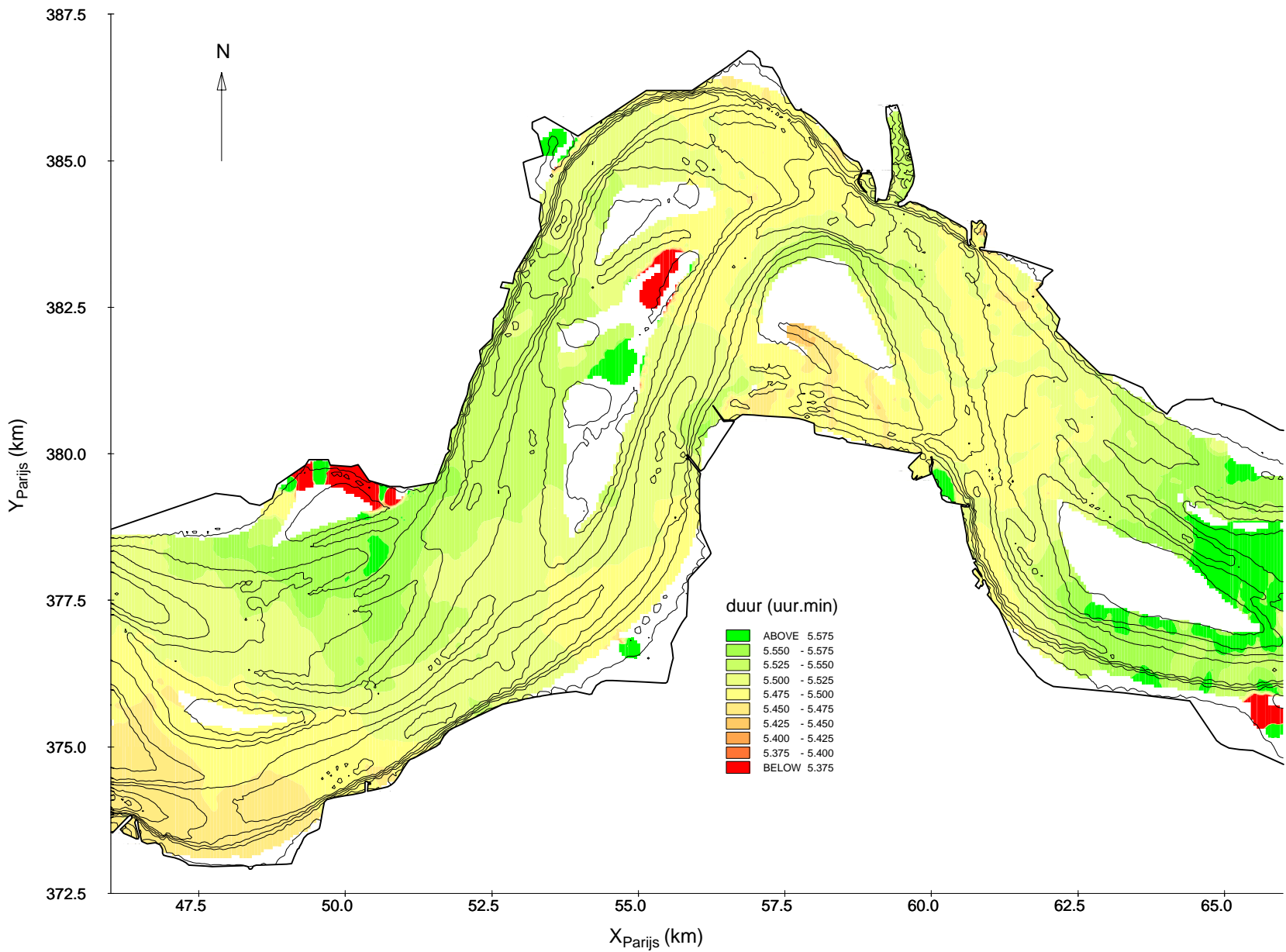
A569

Alkyon

Fig. 5.39



SCALWEST MODEL Rijzingsduur	RUN FS7		
	Fourier springtij, bodem 1996		
Stroomvoerend vermogen, getijdominantie en restransporten	A569	 Alkyon	Fig. 5.40



SCALWEST MODEL

Rijzingsduur

RUN FD4

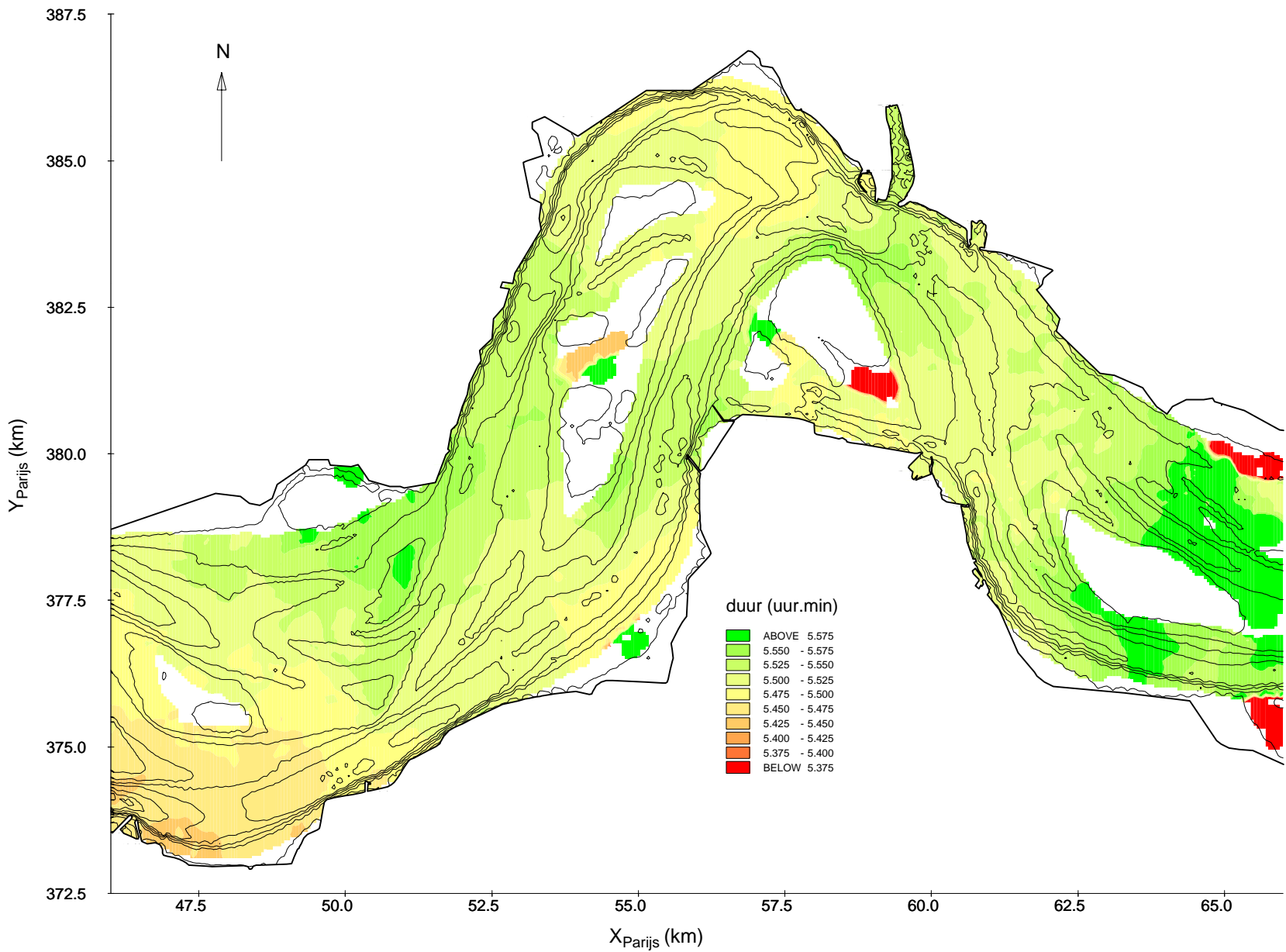
Fourier doodtij, bodem 1990

Stroomvoerend vermogen, getijdominantie en restransporten

A569

Alkyon

Fig. 5.41



SCALWEST MODEL

Rijzingsduur

RUN FD7

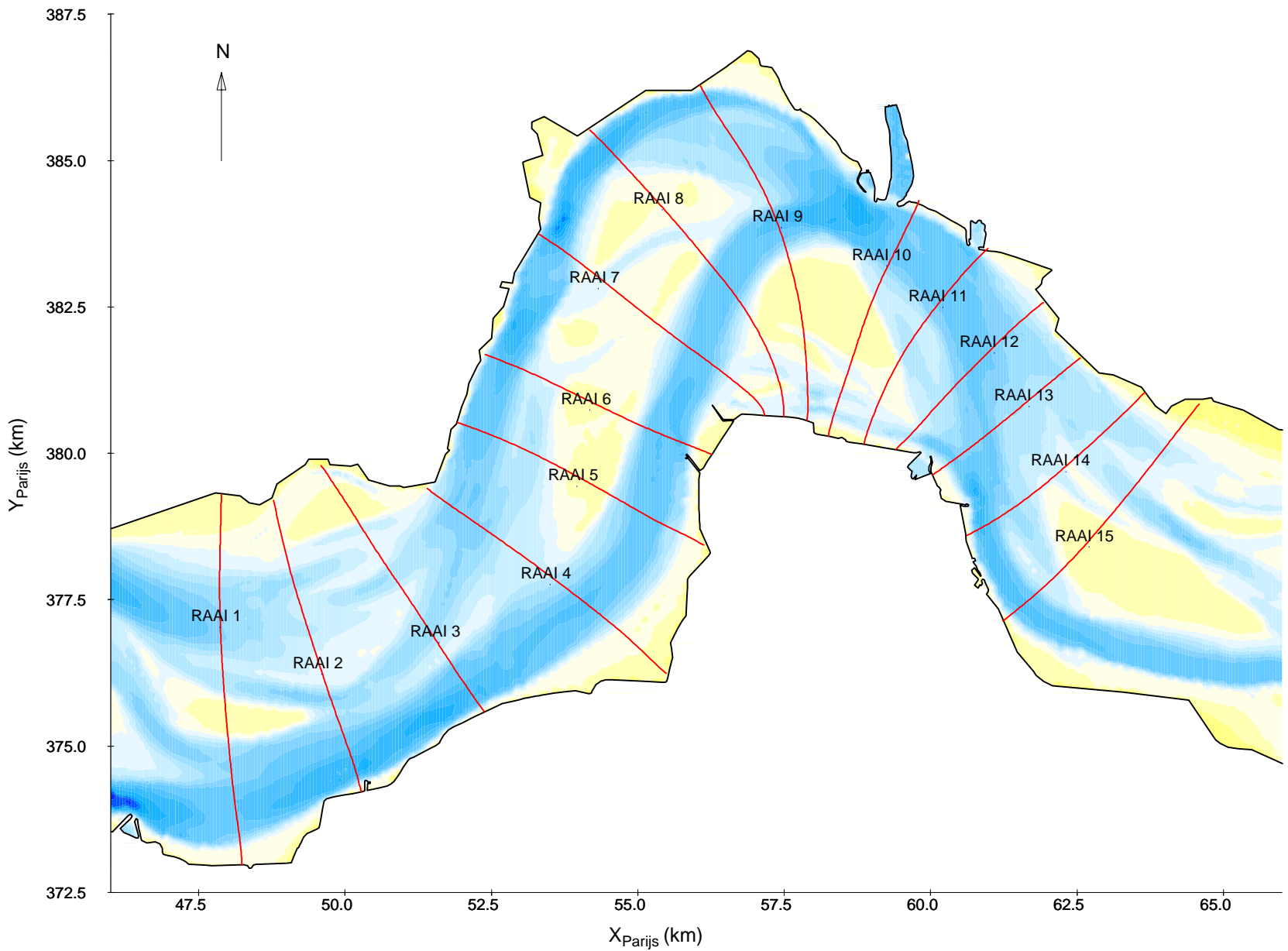
Fourier doodtij, bodem 1996

Stroomvoerend vermogen, getijdominantie en restransporten

A569

Alkyon

Fig. 5.42



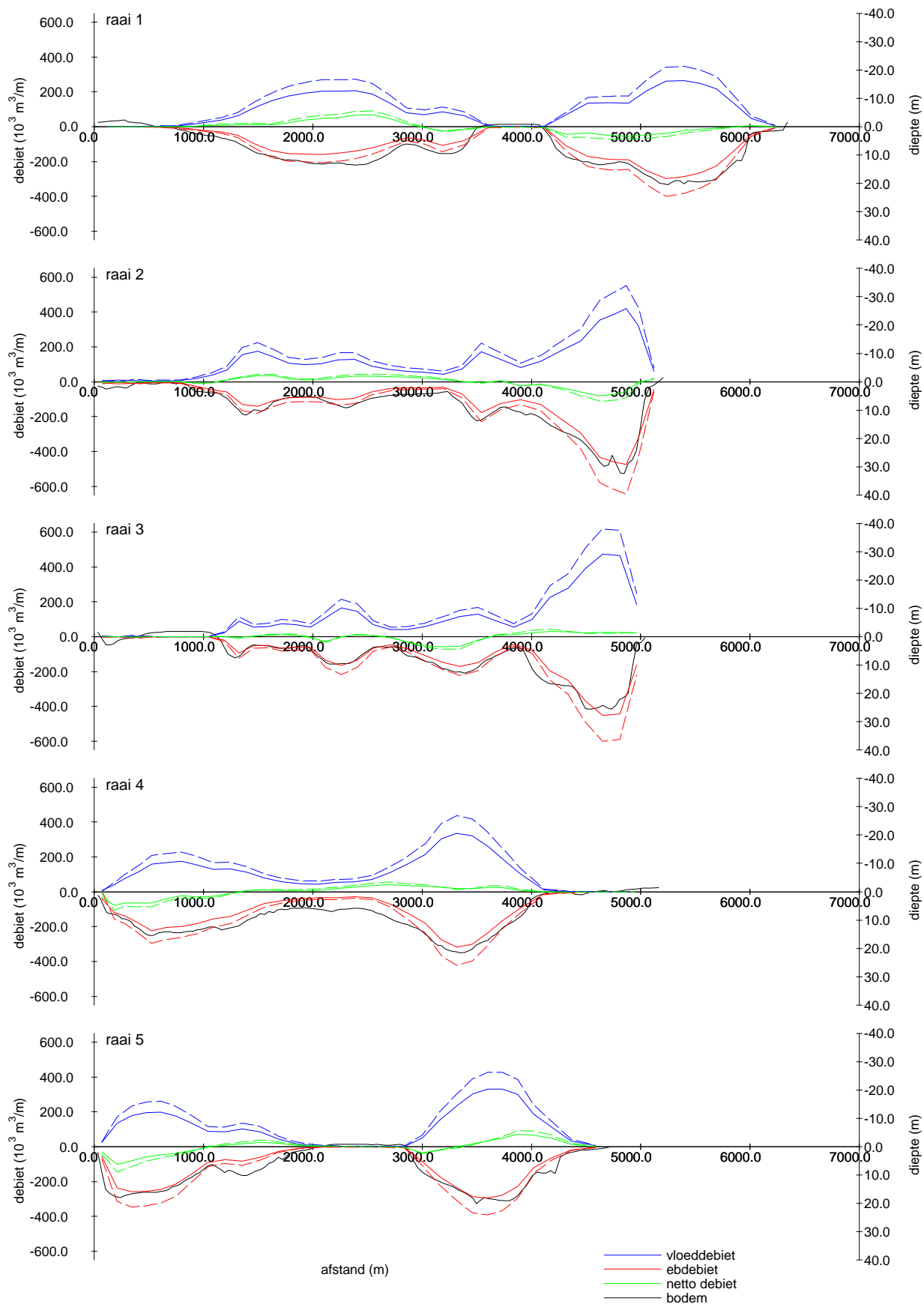
SCALWEST MODEL
Lokatie debietraaien

Stroomvoerend vermogen, getijdominantie en restransporten

A569

Alkyon

Fig. 5.43



SCALWEST MODEL

Debietgegevens door de raaien 1 t/m 5 tijdens doottij
(getrokken lijn) en springtij (gestippelde lijn)

RUN FD/S4

Fourier dood- en springtij

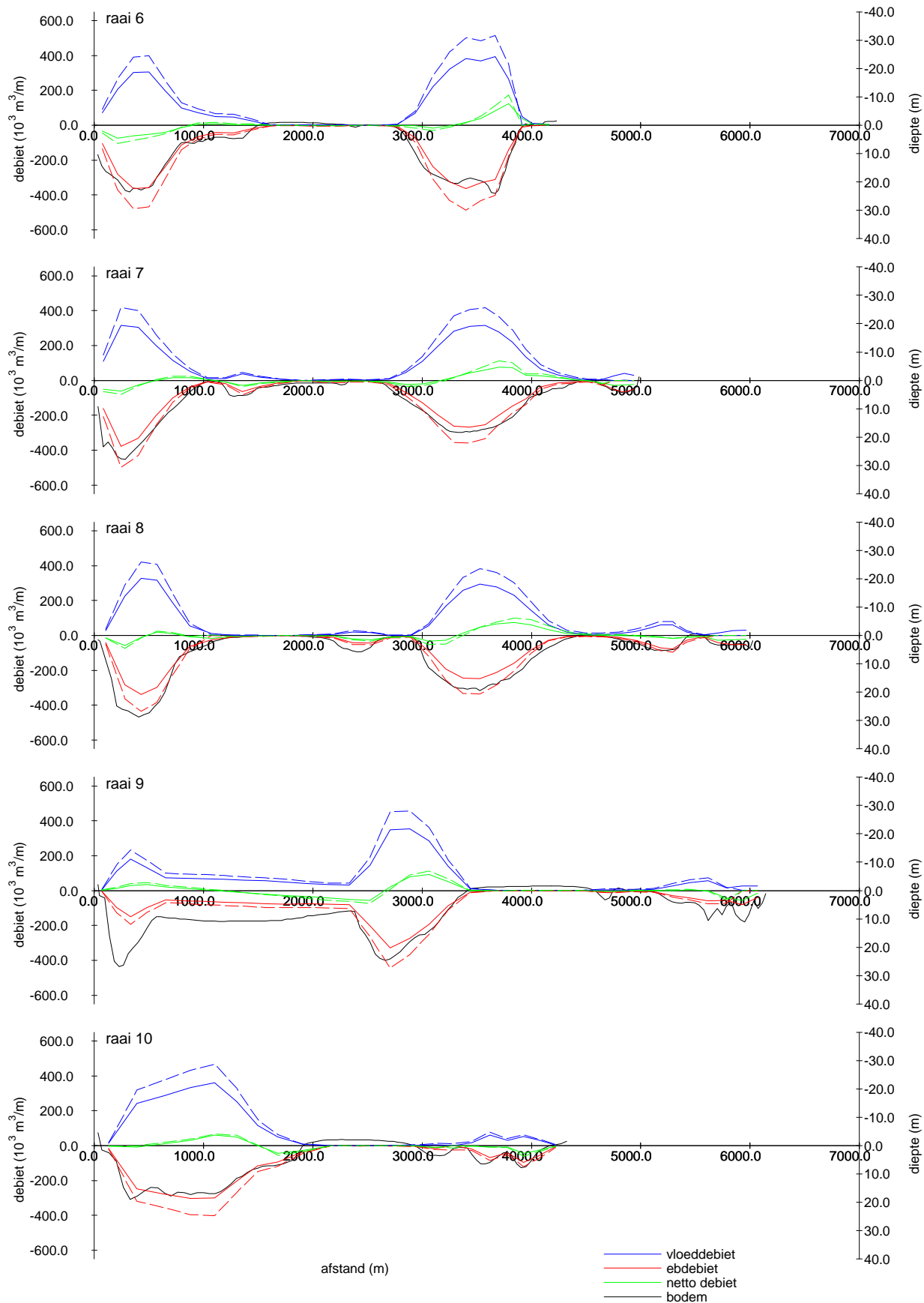
bodem 1990

Stroomvoerend vermogen, getijdominantie en resttransporten

A569

Alkyon

Fig. 5.44



SCALWEST MODEL

Debietgegevens door de raaien 6 t/m 10 tijdens doottij
(getrokken lijn) en springtij (gestippelde lijn)

RUN FD/S4

Fourier dood- en springtij

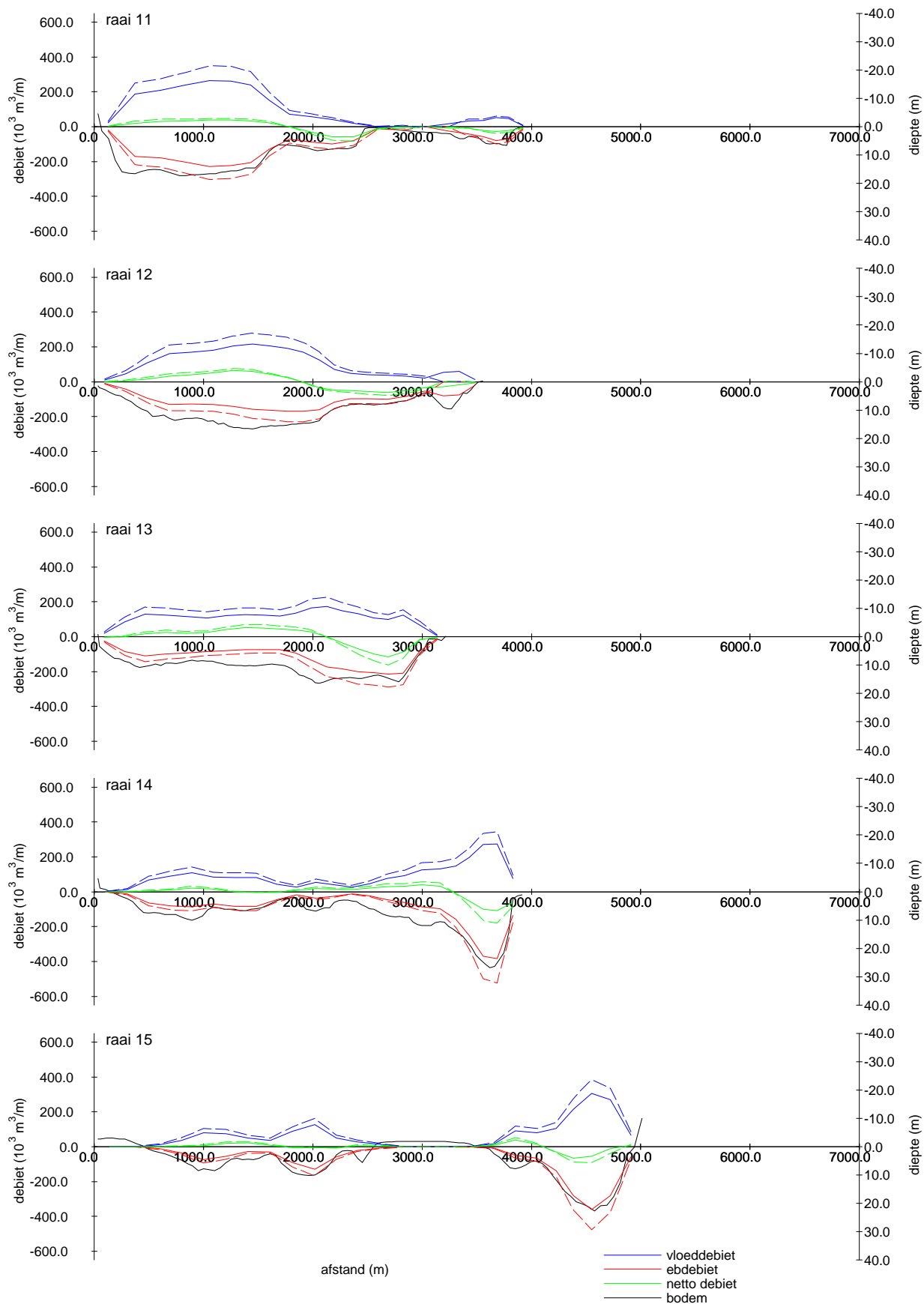
bodem 1990

Stroomvoerend vermogen, getijdominantie en resttransporten

A569

Alkyon

Fig. 5.45



SCALWEST MODEL

Debietgegevens door de raaien 11 t/m 15 tijdens doottij
(getrokken lijn) en springtij (gestippelde lijn)

RUN FD/S4

Fourier dood- en springtij

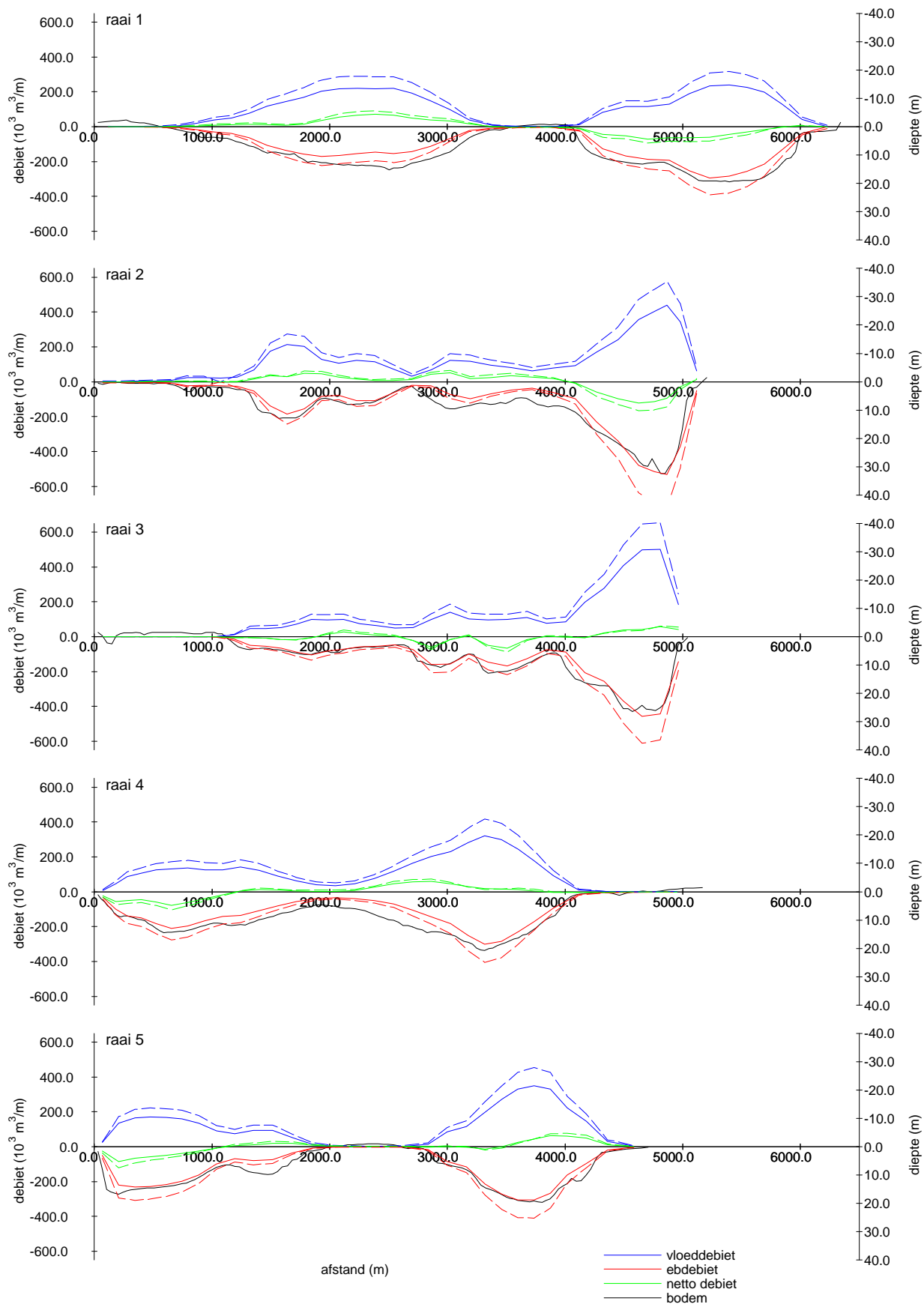
bodem 1990

Stroomvoerend vermogen, getijdominantie en resttransporten

A569

Alkyon

Fig. 5.46



SCALWEST MODEL

Debietgegevens door de raaien 1 t/m 5 tijdens doottij
(getrokken lijn) en springtij (gestippelde lijn)

RUN FD/S7

Fourier dood- en springtij

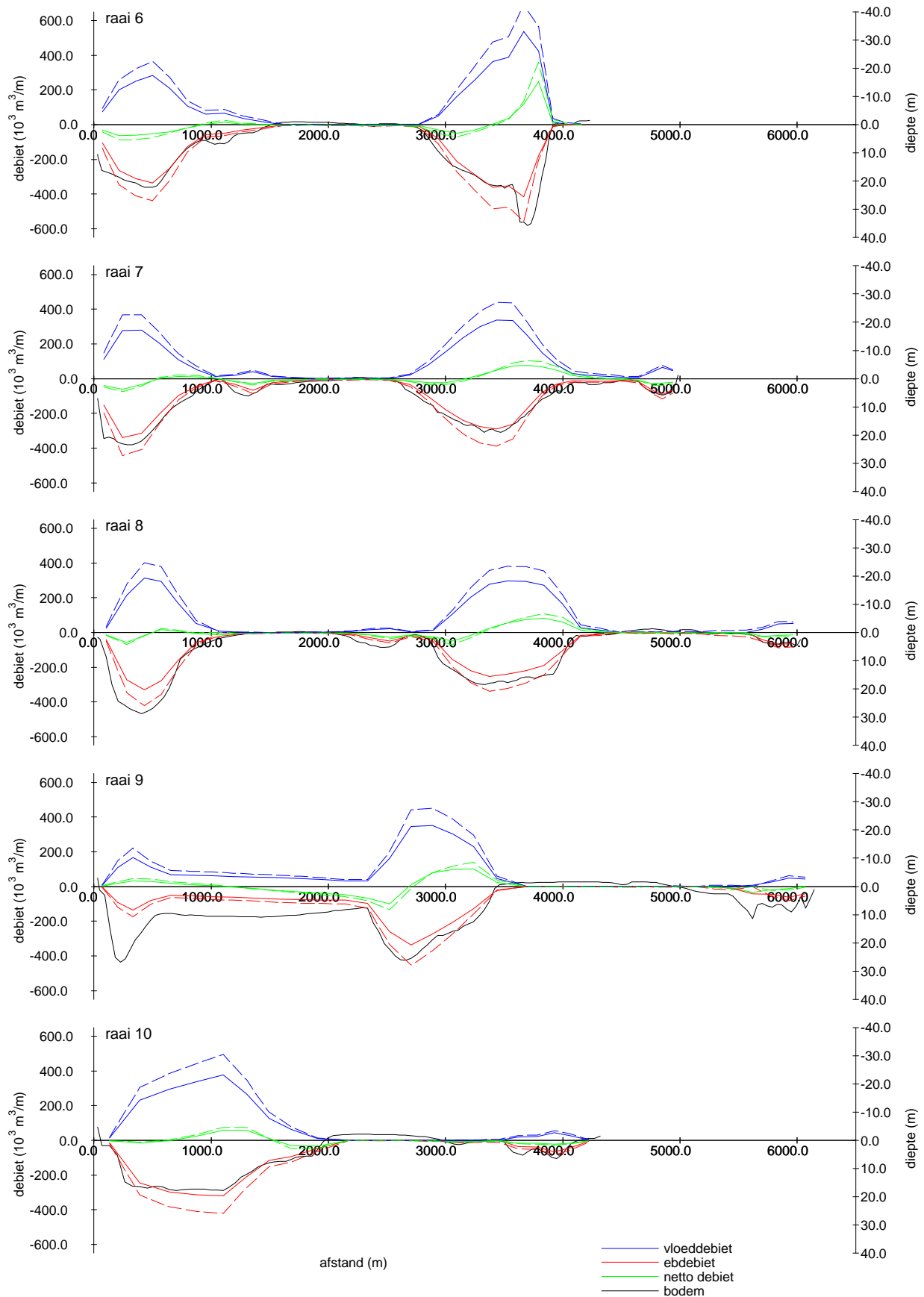
bodem 1996

Stroomvoerend vermogen, getijdominantie en resttransporten

A569

Alkyon

Fig. 5.47



SCALWEST MODEL

Debietgegevens door de raaien 6 t/m 10 tijdens doottij
(getrokken lijn) en springtij (gestippelde lijn)

RUN FD/S7

Fourier dood- en springtij

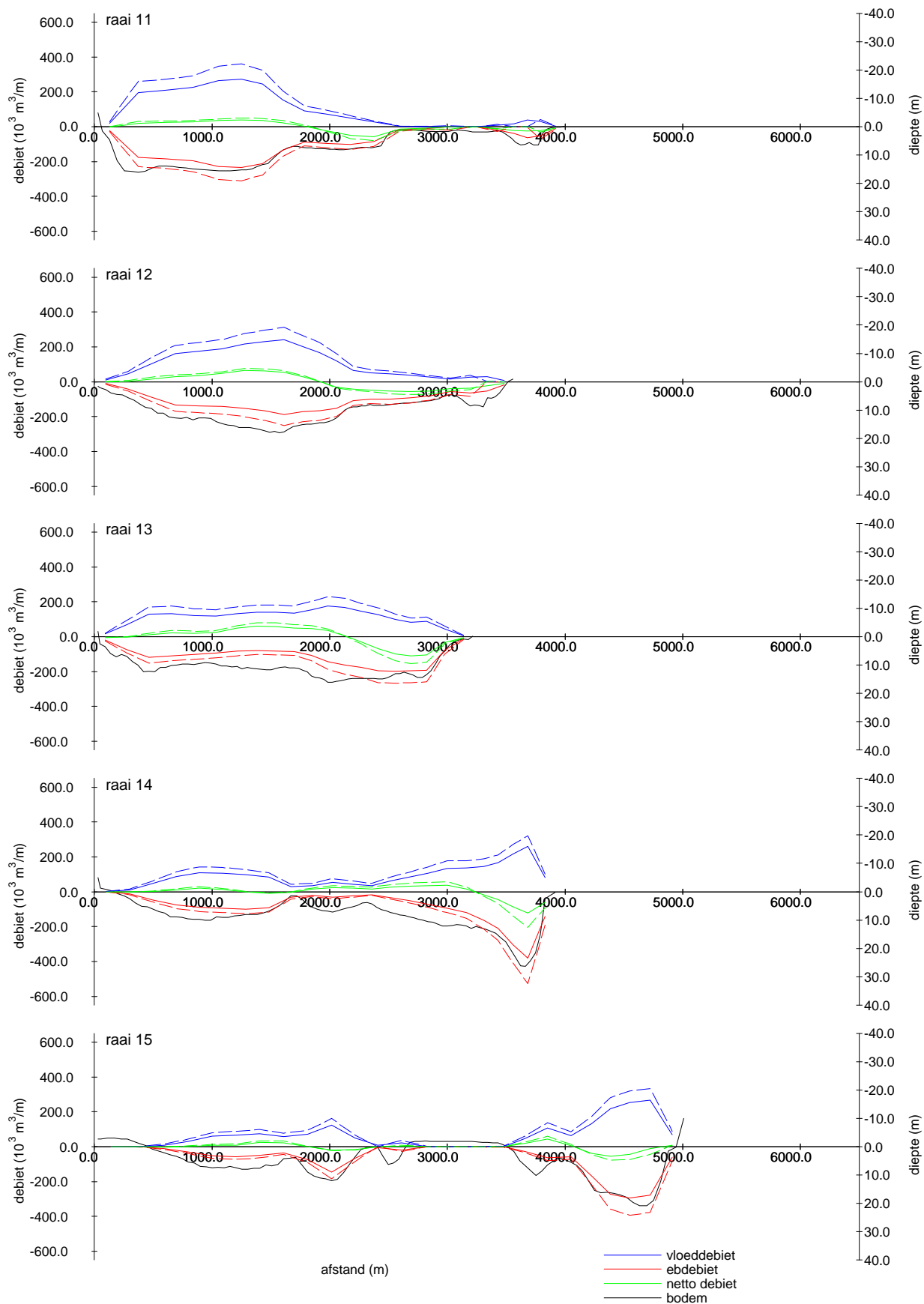
bodem 1996

Stroomvoerend vermogen, getijdominantie en resttransporten

A569

Alkyon

Fig. 5.48



SCALWEST MODEL

Debietgegevens door de raaien 11 t/m 15 tijdens doottij
(getrokken lijn) en springtij (gestippelde lijn)

RUN FD/S7

Fourier dood- en springtij

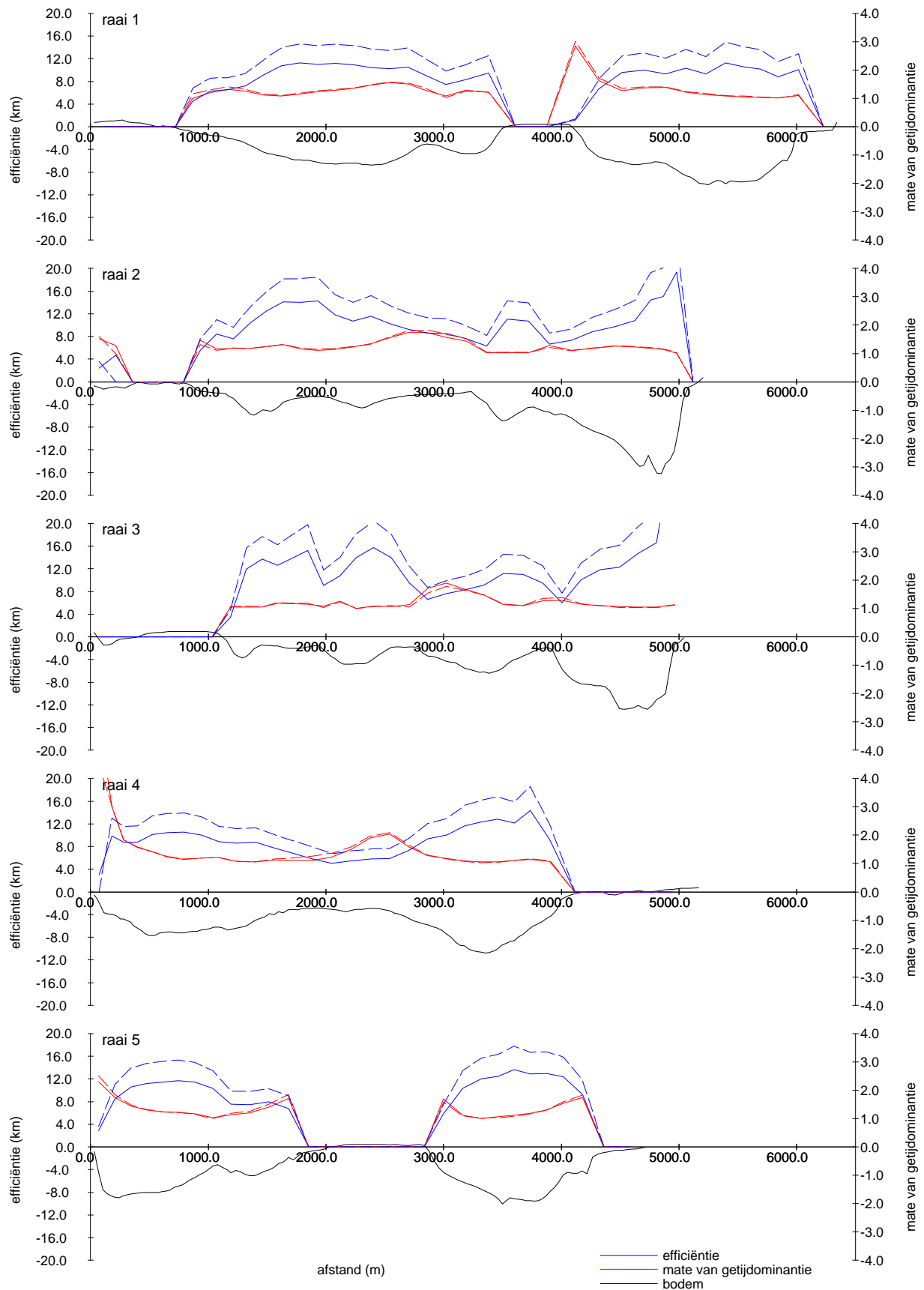
bodem 1996

Stroomvoerend vermogen, getijdinantie en resttransporten

A569

Alkyon

Fig. 5.49



SCALWEST MODEL

Efficiëntie en getijdominantie langs de raaien 1 t/m 5 tijdens
doodtij (getrokken lijn) en springtij (gestippelde lijn)

RUN FD/S4

Fourier dood- en springtij

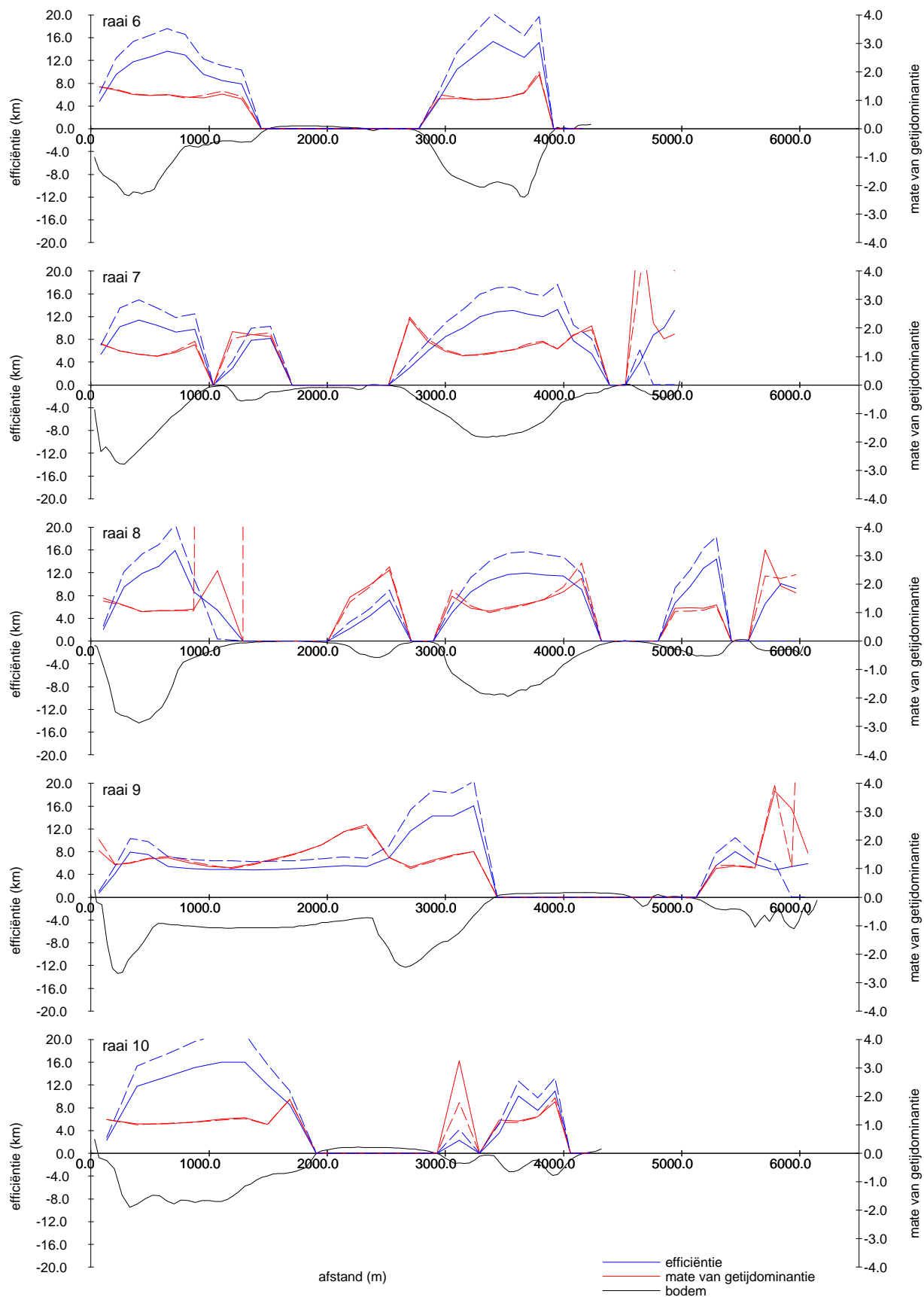
bodem 1990

Stroomvoerend vermogen, getijdominantie en resttransporten

A569

Alkyon

Fig. 5.50



SCALWEST MODEL

Efficiëntie en getijdominantie langs de raaien 6 t/m 10 tijdens doodtij (getrokken lijn) en springtij (gestippelde lijn)

RUN FD/S4

Fourier dood- en springtij

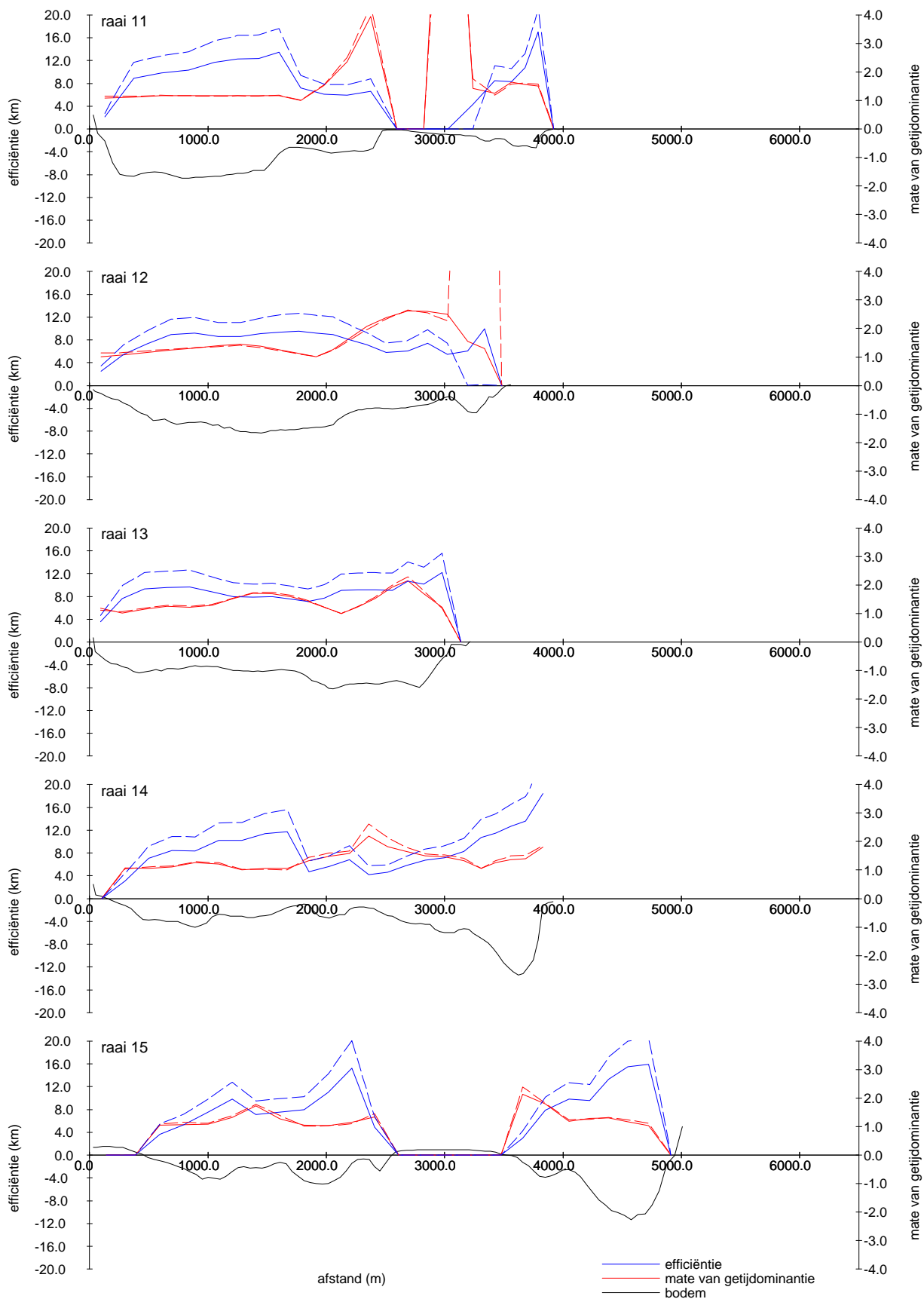
bodem 1990

Stroomvoerend vermogen, getijdominantie en resttransporten

A569

Alkyon

Fig. 5.51



SCALWEST MODEL

Efficiëntie en getijdominantie langs de raaien 11 t/m 15 tijdens doodtij (getrokken lijn) en springtij (gestippelde lijn)

RUN FD/S4

Fourier dood- en springtij

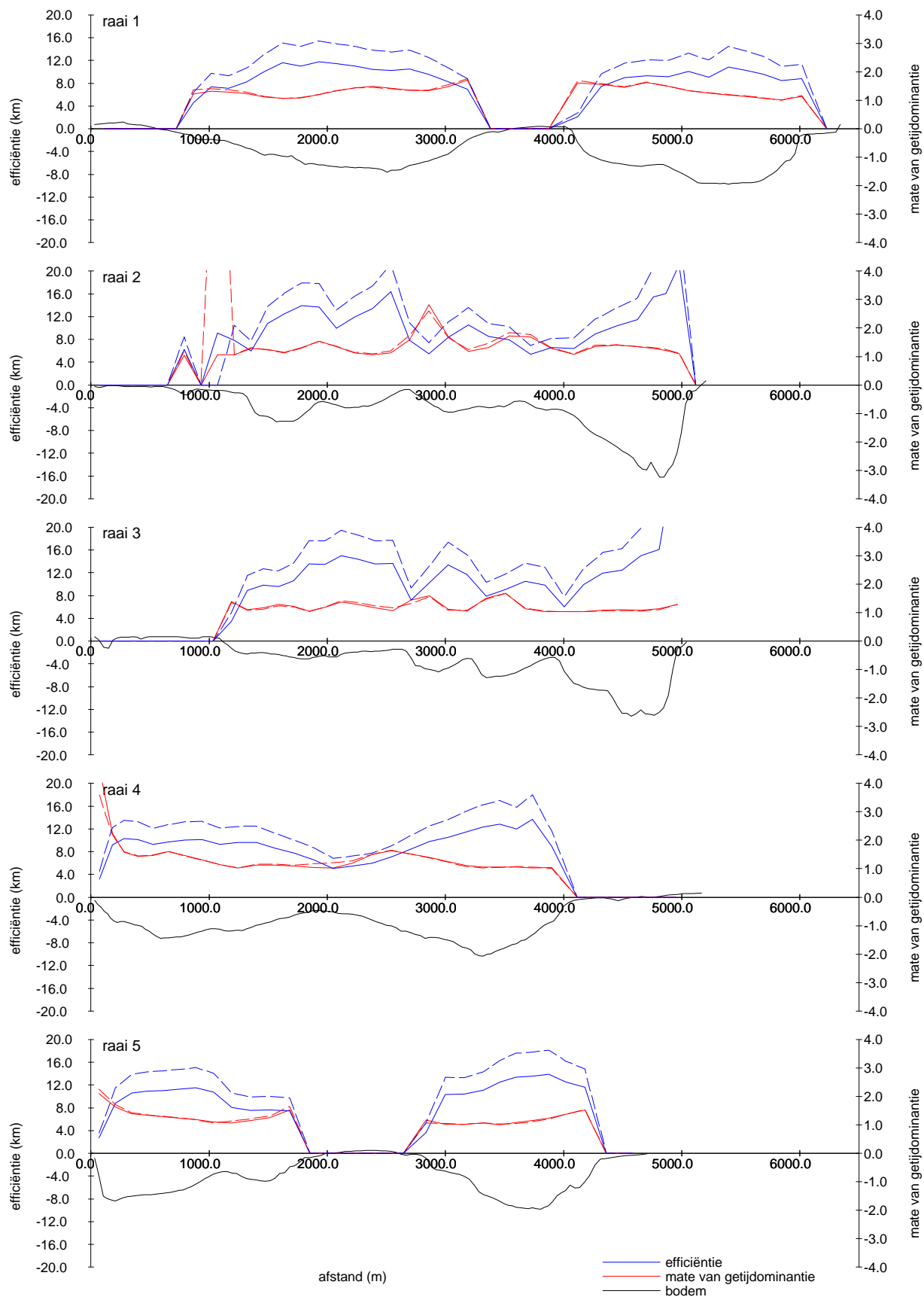
bodem 1990

Stroomvoerend vermogen, getijdominantie en resttransporten

A569

Alkyon

Fig. 5.52



SCALWEST MODEL

Efficiëntie en getijdominantie langs de raaien 1 t/m 5 tijdens
doodtij (getrokken lijn) en springtij (gestippelde lijn)

RUN FD/S7

Fourier dood- en springtij

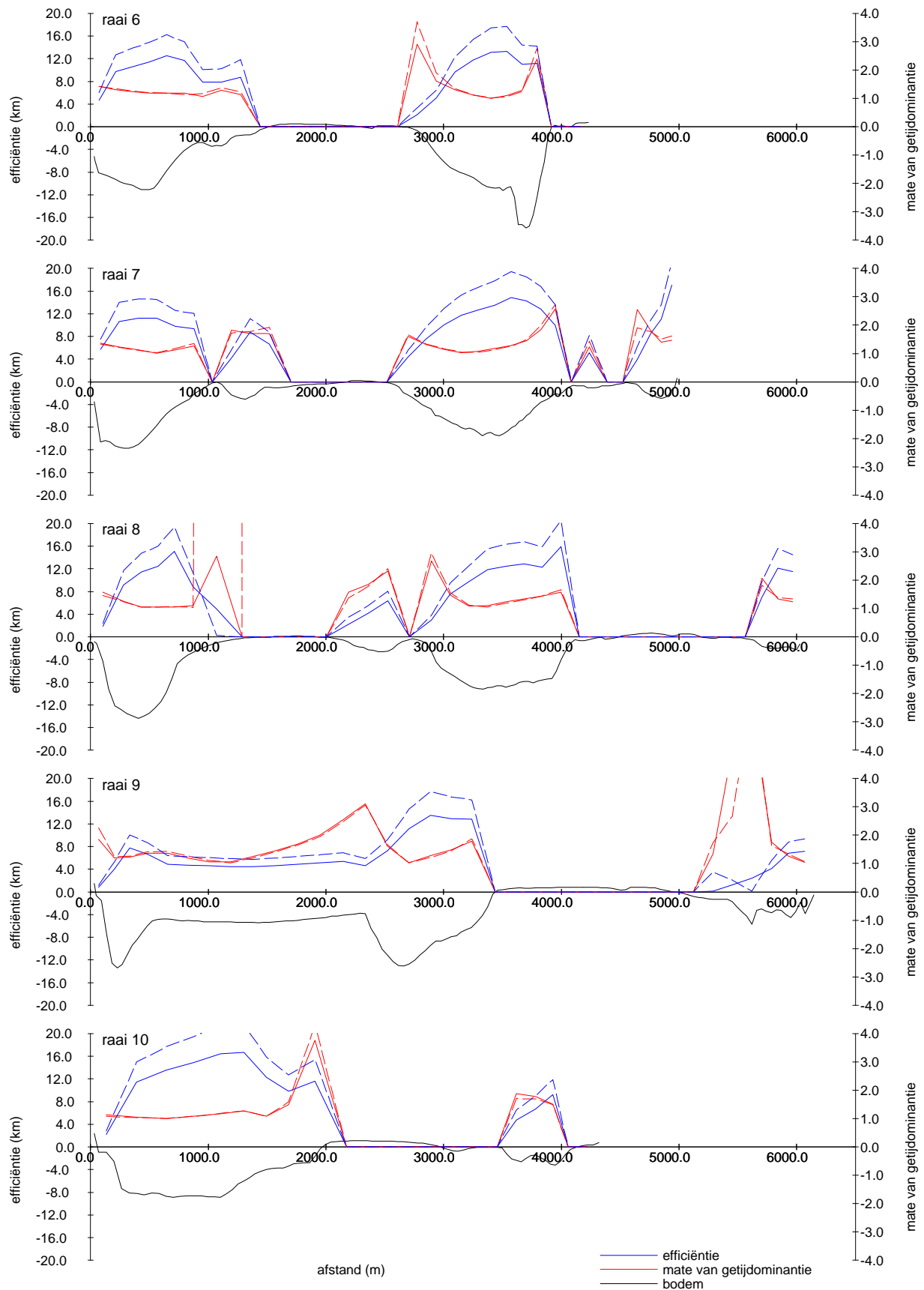
bodem 1996

Stroomvoerend vermogen, getijdominantie en resttransporten

A569

Alkyon

Fig. 5.53



SCALWEST MODEL

Efficiëntie en getijdominantie langs de raaien 6 t/m 10 tijdens doodtij (getrokken lijn) en springtij (gestippelde lijn)

RUN FD/S7

Fourier dood- en springtij

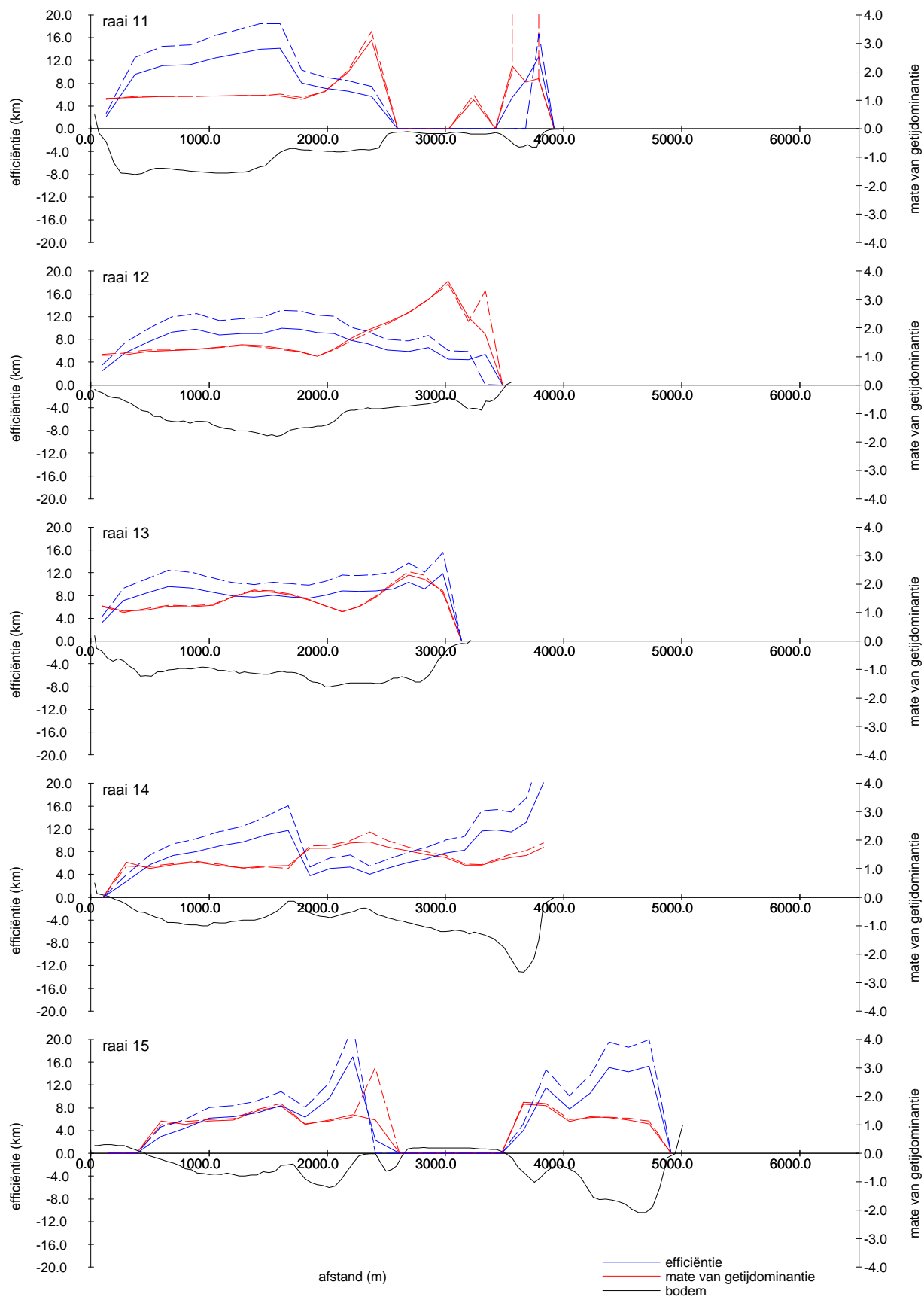
bodem 1996

Stroomvoerend vermogen, getijdominantie en resttransporten

A569

Alkyon

Fig. 5.54



SCALWEST MODEL

Efficiëntie en getijdominantie langs de raaien 11 t/m 15 tijdens doodtij (getrokken lijn) en springtij (gestippelde lijn)

RUN FD/S7

Fourier dood- en springtij

bodem 1996

Stroomvoerend vermogen, getijdominantie en resttransporten

A569

Alkyon

Fig. 5.55

tabel2-1

7	1961	689.4	674.0	1363.4	46550	47850	51230	46.0	62.5	0.66	0.96	1.22	47911	1.03
	1974	683.0	722.0	1405.0	47940	49240	53140	47.0	67.3	0.66	0.95	1.27	49373	1.03
	1982	737.3	689.6	1426.9	49530	50570	54730	51.0	64.4	0.65	1.01	1.18	50142	1.01
*	1989	688.7	670.7	1359.4	46288			51.0	67.4	0.66				
*	1996	718.9	710.0	1428.9	50525			47.8	67.2	0.63				
*	1997	652.3	727.4	1379.7	52695			48.1	65.4	0.59				
*	1998	733.5	714.5	1448.0	56672			49.0	63.5	0.57				
9	1960	890.8	891.2	1782.0	74070	72470	87350	61.3	83.9	0.54	0.85	0.96	62621	0.85
	1979	953.9	943.3	1897.2	73630	76030	91890	70.0	91.5	0.58	0.92	1.00	66669	0.91
*	1991	838.7	834.4	1673.1	77960			60.9	88.0	0.48				
*	1996	934.5	949.3	1883.8	75030			66.9	89.6	0.56				
10	1958	985.6	987.9	1973.5	77575	76305	87735	66.4	87.0	0.57	0.87	0.99	69351	0.89
	1971	990.9	967.5	1958.4	77775	77775	90475	70.8	96.6	0.56	0.91	1.07	68820	0.89
*	1982	980.7	977.4	1958.1	78500			69.4	96.3	0.56				
*	1989	936.2	927.9	1864.1	77575			68.0	91.3	0.54				
*	1997	1006.3	1010.9	2017.2	78345			73.1	96.2	0.58				
11	1932	1084.0	1065.0	2149.0	86250	86250	93250	76.3	93.9	0.56	0.89	1.01	75518	0.88
	1964/66	1080.5	1118.9	2199.0	81938	79938	89938	77.6	101.4	0.60	0.97	1.13	77275	0.94
	1975	1085.0	1122.7	2208.0	79125	79125	89125	78.5	109.2	0.62	0.99	1.23	77591	0.98
*	1985	1031.5	926.3	1957.8	80250			72.3	84.6	0.55				
*	1995	1128.7	1101.2	2229.9	80110			82.3	102.9	0.62				
*	1997	1172.9	1164.5	2337.4	81920			79.9	107.2	0.64				

Opmerkingen:

Oorspronkelijke gegevens overgenomen uit Gerritsen en De Jong (1983). Voor latere jaren (de met een * aangemerkte rijen) zijn de gegevens toegeleverd door B. Kornman van RIKZ. Waar de beide bronnen (Gerritsen e.a. en Kornman) elkaar overlappen is niet altijd sprake van identieke getallen. De verschillen liepen op tot maximaal enkele %.

Alle gegevens zijn herleid naar het voor dat jaar gemiddelde getij.

EV Eb-volume
 FV Vloed-volume
 TV Totaal volume (eb- plus vloedvolume)
 Ac oppervlak van de doorsnede onder NAP
 Ac' doorstroomoppervlak tijdens maximal debiet
 Qmax maximaal debiet bij eb of vloed
 v gemiddelde stroomsnelheid over het getij
 Q^ sinusoidaal maximum debiet
 û maximum getijsnelheid (=Q^/Ac)